



UNIVERSITAT POLITÈCNICA
DE CATALUNYA
BARCELONATECH

Previsión de precipitación a muy corto plazo combinando técnicas de extrapolación de datos radar y modelos meteorológicos

Olver Olfrey Hernández Navarro

ADVERTIMENT La consulta d'aquesta tesi queda condicionada a l'acceptació de les següents condicions d'ús: La difusió d'aquesta tesi per mitjà del repositori institucional UPCommons (<http://upcommons.upc.edu/tesis>) i el repositori cooperatiu TDX (<http://www.tdx.cat/>) ha estat autoritzada pels titulars dels drets de propietat intel·lectual **únicament per a usos privats** emmarcats en activitats d'investigació i docència. No s'autoritza la seva reproducció amb finalitats de lucre ni la seva difusió i posada a disposició des d'un lloc aliè al servei UPCommons o TDX. No s'autoritza la presentació del seu contingut en una finestra o marc aliè a UPCommons (*framing*). Aquesta reserva de drets afecta tant al resum de presentació de la tesi com als seus continguts. En la utilització o cita de parts de la tesi és obligat indicar el nom de la persona autora.

ADVERTENCIA La consulta de esta tesis queda condicionada a la aceptación de las siguientes condiciones de uso: La difusión de esta tesis por medio del repositorio institucional UPCommons (<http://upcommons.upc.edu/tesis>) y el repositorio cooperativo TDR (<http://www.tdx.cat/?locale-attribute=es>) ha sido autorizada por los titulares de los derechos de propiedad intelectual **únicamente para usos privados enmarcados** en actividades de investigación y docencia. No se autoriza su reproducción con finalidades de lucro ni su difusión y puesta a disposición desde un sitio ajeno al servicio UPCommons. No se autoriza la presentación de su contenido en una ventana o marco ajeno a UPCommons (*framing*). Esta reserva de derechos afecta tanto al resumen de presentación de la tesis como a sus contenidos. En la utilización o cita de partes de la tesis es obligado indicar el nombre de la persona autora.

WARNING On having consulted this thesis you're accepting the following use conditions: Spreading this thesis by the institutional repository UPCommons (<http://upcommons.upc.edu/tesis>) and the cooperative repository TDX (<http://www.tdx.cat/?locale-attribute=en>) has been authorized by the titular of the intellectual property rights **only for private uses** placed in investigation and teaching activities. Reproduction with lucrative aims is not authorized neither its spreading nor availability from a site foreign to the UPCommons service. Introducing its content in a window or frame foreign to the UPCommons service is not authorized (*framing*). These rights affect to the presentation summary of the thesis as well as to its contents. In the using or citation of parts of the thesis it's obliged to indicate the name of the author.

Previsión de precipitación a muy corto plazo combinando técnicas de extrapolación de datos radar y modelos meteorológicos

Olver Olfrey Hernández Navarro

Director: Daniel Sempere Torres

Tesis Doctoral

Programa de Doctorado en Ingeniería Civil

E.T.S. de Ingenieros de Caminos Canales y Puertos

Universidad Politécnica de Cataluña

Julio 2017



Centre de Recerca Aplicada en Hidrometeorologia



hydrometeorological
innovative solutions

Resumen

La previsión de precipitación a muy corto plazo basada en la extrapolación de campos de precipitación radar usualmente presentan mejores resultados que la prevista por modelos numéricos de previsión meteorológica (de ahora en adelante modelos meteorológicos) en las primeras horas de pronóstico, debido principalmente al uso de las últimas observaciones. En contraposición, los modelos meteorológicos se basan en el modelamiento del estado de la atmosfera y en cierto modo reproducen la evolución de la precipitación, lo cual hace que tengan mejores pronósticos para tiempos de previsión mayores. Investigaciones actuales sugieren que combinar las previsiones de las técnicas de extrapolación de datos radar y de los modelos meteorológicos genera mejores previsiones en el muy corto plazo que cada una por separado.

En esta tesis se ha implementado una técnica de extrapolación de datos radar y una corrección de intensidades a la precipitación prevista por modelos meteorológicos para imponerles la distribución de probabilidades de las observaciones radar. Adicionalmente se han desarrollado diferentes configuraciones para combinar linealmente la precipitación prevista por ambas metodologías, usando diferentes definiciones de pesos para combinarlas, con el fin de generar previsiones en el rango de 0 a 6 horas. Las diferentes configuraciones han sido evaluadas en dos dominios: uno usando observaciones del mosaico radar español y previsiones del Nonhydrostatic Mesoscale Model (NMM) sobre España y observaciones del mosaico europeo y pronósticos del COSMO-DE sobre el centro de Europa. Se ha encontrado que las diferentes configuraciones muestran resultados distintos dependiendo de la situación meteorológica particular, de forma que la dinámica de los procesos meteorológicos de cada situación y la capacidad del modelo para reproducirla inciden de forma clara en los resultados. Finalmente, se ha encontrado que, en promedio, cuando se analiza la calidad de las previsiones un gran número de casos, las diferentes configuraciones de la combinación presentan resultados similares.

Adicionalmente, se ha analizado el impacto del ciclo diurno de la precipitación en los resultados de la extrapolación y de los modelos meteorológicos y se han implementado

dos nuevas configuraciones para incorporar, de cierto modo, el impacto del ciclo diurno de la precipitación en la temporada cálida. Los resultados de estas dos configuraciones dependen en gran medida de la calidad de las previsiones del modelo meteorológico y al analizar un gran número de casos, sus resultados son similares a los de configuraciones más sencillas.

Finalmente, se ha encontrado que la combinación de las previsiones de la técnica de extrapolación del radar y los modelos meteorológicos proporciona mejores resultados que cada una de las dos por separado, especialmente entre la tercera y la quinta hora de previsión, permitiendo tener una única previsión que combina la información disponible y que tiene una coherencia temporal en el rango de cero a seis horas. En modo operacional se ha implementado una configuración que utiliza pesos fijos debido a su simplicidad y a que la calidad de sus previsiones fue ligeramente superior a la de las configuraciones lineales e igual a los de configuraciones más complejas.

Abstract

Rainfall nowcasting based on the extrapolation of most recent radar rainfall fields usually shows better skill than NWP models for short lead times, since it benefits from observations of the initial rainfall state. In contraposition, NWP forecasts are based on modeling the atmospheric state and, thus, reproduce (to some extent) the evolution of the rainfall field, which makes them more skilful for longer lead times. Actual investigations suggest that the combination of extrapolation-based nowcasts with NWP outputs usually results in more skillful very short-term forecasts.

In this thesis, an extrapolation technique of radar rainfall fields and an intensity correction to the NWP forecasts to match probability function of radar rainfall fields have been implemented. In addition, different configurations have been developed to combine linearly the rainfall forecasts by both methodologies, using different definitions of weights to blend them, to generate forecasts in the range of 0 to 6 hours. The different configurations have been evaluated in two domains: one using the Spanish radar mosaic observations and the Nonhydrostatic Mesoscale Model (NMM) forecasts for Spain and the European radar mosaic and COSMO-DE forecasts for central Europe. The different configurations show different results depending on the meteorological situation, so what, the dynamics of the meteorological processes of each situation and the capacity of the model to reproduce it clearly affect the results.

Additionally, the impact of the diurnal cycle of precipitation on the extrapolation results and the meteorological models has been analyzed and two new configurations have been implemented to incorporate, in some way, the impact of the diurnal cycle of precipitation in the warm season. The results of these two configurations depend to a great extent on the quality of the NWP forecasts and when analyzing a large number of cases, their results are similar to those of simpler configurations.

Finally, it has been found that the combination of predictions of the radar extrapolation technique and the meteorological models provides better results than each of the two separately, especially between the third and the fifth hour of forecasting, allowing to

have a single forecast that combines the available information, with a temporal coherence in the range of zero to six hours. In the operational mode, a configuration has been implemented that uses fixed weights due to its simplicity and because his forecast quality was slightly superior to the one of the linear configurations and equal to those of more complex configurations.

Índice

Capítulo 1	Introducción	11
1.1	Contexto	11
1.2	Previsión de precipitación a corto plazo	12
1.3	Antecedentes	15
1.4	Objetivo.....	17
1.5	Estructura de la tesis	18
Capítulo 2	Previsión de la precipitación con extrapolación de observaciones radar	21
2.1	Introducción	21
2.1.1	Estimación del campo de velocidades de la precipitación	22
2.1.2	Advección	25
2.1.3	Crecimiento y decrecimiento de la precipitación	26
2.1.4	Campos de precipitación óptimos	27
2.1.5	Previsión determinista vs probabilística	29
2.1.6	Resumen y planteamiento	30
2.2	Metodología	31
2.2.1	Estimación del campo de velocidad de la precipitación	32
2.2.2	Advección de los campos de precipitación	35
2.3	Implementación.....	36
2.4	Resultados y análisis	38
2.4.1	Caso del 07/07/2011 sobre el dominio centroeuropeo	39
2.4.2	Caso del 23/04/2011 sobre el dominio español	45
2.4.3	Caso del 21/04/2011 sobre el dominio español	49
2.4.4	Caso del 12/05/2011 sobre el dominio español	53
2.4.5	Verificación de todos los episodios	57
2.5	Resumen y conclusiones	60
Capítulo 3	Previsión de la precipitación con modelos meteorológicos	65
3.1	Introducción	65
3.2	Corrección de intensidades	68
3.3	Datos utilizados.....	70
3.3.1	Modelo NMM-ES	70

3.3.2	Modelo COSMO-DE	71
3.3.3	Comparación de los dos modelos meteorológicos	73
3.4	Resultados y análisis	73
3.4.1	NMM-ES	74
3.4.2	COSMO-DE	80
3.4.3	Comparación de los resultados de los dos modelos meteorológicos	86
3.4.4	Comparación con los resultados de la técnica de extrapolación	87
3.5	Resumen y conclusiones	91
Capítulo 4 Combinación de la precipitación prevista con técnicas de extrapolación y modelos meteorológicos.....		95
4.1	Introducción	95
4.2	Metodología	98
4.2.1	Combinación de la precipitación prevista con técnicas de extrapolación y modelos meteorológicos basada en Pesos Fijos (CPF)	98
4.2.2	Combinación de precipitación prevista usando información del funcionamiento del Pasado Reciente (CPR)	104
4.2.3	Combinación usando la media de pesos fijos y pesos basados en el pasado reciente (CME).....	112
4.3	Resultados sobre el dominio español	114
4.3.1	Caso del 27/05/2011 a las 1400 UTC	114
4.3.2	Caso del 12/05/2011 a las 1100 UTC	117
4.3.3	Caso del 14/03/2011 a las 0700 UTC	118
4.3.4	Caso del 14/05/2011 a las 1300 UTC	121
4.3.5	Comparación de las diferentes configuraciones.....	122
4.4	Resultados sobre el dominio centroeuropeo	129
4.4.1	Casos de estudio	130
4.4.2	Análisis de los resultados	133
4.5	Resumen y conclusiones	138
Capítulo 5 El ciclo diurno de la precipitación en la combinación.....		141
5.1	Introducción	141
5.2	Impacto del ciclo diurno de la precipitación en la combinación que utiliza pesos fijos.....	143
5.2.1	Dominio español	143
5.2.2	Dominio centroeuropeo.....	148

5.3	Combinación dándole más importancia al crecimiento y decrecimiento de la precipitación prevista con el modelo meteorológico (CCD)	154
5.3.1	Metodología	155
5.3.2	Resultados sobre el dominio español	156
5.3.3	Resultados sobre el dominio centroeuropeo	165
5.4	Resumen y conclusiones	166
Capítulo 6	Conclusiones generales	169
6.1	Resumen	169
6.2	Resultados y contribución de la tesis	170
6.3	Líneas de trabajo futuro	174
Apéndice A	Datos Radar	177
A.1	Dominio Español	177
A.2	Dominio centroeuropeo	180
Apéndice B	Errores en las medidas del radar meteorológico y su efecto en las técnicas de extrapolación	185
B.1	Introducción	185
B.2	Fuentes de error en la medida de lluvia por el radar y cómo afectan a las técnicas de extrapolación	186
B.3	Zonas problemáticas para la extrapolación de datos radar	191
Apéndice C	Verificación	197
C.1	Métricas de evaluación	197
C.2	Verificación sobre el dominio español	200
C.3	Verificación sobre el dominio centroeuropeo	205
Referencias	211

Capítulo 1

Introducción

1.1 Contexto

El agua es un recurso clave para mantener la vida en nuestro planeta. La precipitación es la forma más frecuente de obtenerla. En los sitios donde hay poca disponibilidad de agua, la lluvia es recibida como un tesoro y ésta debe ser guardada y usada eficientemente para garantizar la existencia de la sociedad. En otras regiones la lluvia puede pasar desapercibida, hasta que unida con otros factores afecte el desarrollo normal de la sociedad, provocando peligros o riesgos para las personas o infraestructuras. En cualquier caso, la precipitación es uno de los fenómenos naturales más observado, medido y analizado en el mundo.

La ocurrencia de lluvias intensas desencadena crecidas, que en muchas ocasiones son de gran magnitud y conllevan a la pérdida de vidas humanas y daños materiales. De hecho, las inundaciones son uno de los desastres naturales más importantes y sus consecuencias usualmente son catastróficas no solo en cuanto a pérdidas materiales sino también en pérdidas humanas. En promedio, las crecidas producen más muertes que cualquier otro desastre natural, acabando anualmente con la vida de alrededor de 5.000 personas en todo el mundo y causando pérdidas materiales del orden de miles de millones de Euros (Stewart 2007; Borga et al. 2011).

Tradicionalmente, la protección contra las inundaciones se ha hecho utilizando soluciones estructurales, con la construcción de obras hidráulicas (presas, encauzamientos o muros de protección), las cuales no aseguran una total protección en caso de episodios extremos (Federal Emergency Management Agency 2017).

Para reducir el impacto social producido por las inundaciones, es indispensable contar con herramientas que permitan anticipar este fenómeno de la naturaleza, con el tiempo suficiente para estar más preparados ante su ocurrencia y poder minimizar las potenciales pérdidas (Meon 2006).

En este contexto, los sistemas de alerta hidrometeorológicos son las herramientas más avanzadas que existen para la previsión de crecidas. Estos sistemas usualmente combinan métodos avanzados de estimación y previsión de la precipitación junto con modelos hidrológicos de generación de caudales (Cuo et al. 2011). Un gran número de instituciones han desarrollado y/o implementado estos sistemas (Pierce et al. 2000; Mueller et al. 2003; Hering et al. 2004; Pierce et al. 2005; Georgakakos 2006; Leclercq et al. 2008; Sánchez-Diezma et al. 2008; Bartholmes et al. 2009; Corral et al. 2009; Thielen et al. 2009; Viviroli et al. 2009; Yeung et al. 2009; Laiolo et al. 2014; Versini et al. 2014; Raynaud et al. 2015) para producir alertas en tiempo real, lo que ha llevado en los últimos años a una reducción del número de víctimas debido a este desastre (Meon 2006; Hapuarachchi et al. 2011).

Un elemento fundamental para el éxito de los sistemas de alerta hidrometeorológico es disponer de una buena estimación y previsión de la precipitación a corto plazo.

1.2 Previsión de precipitación a corto plazo

A pesar de la importancia de la previsión cuantitativa de la precipitación (*Quantitative Precipitation Forecasting* o QPF), su calidad es usualmente menor comparada con la previsión de otros parámetros meteorológicos como la temperatura o el viento (Fritsch et al. 1998). Para mejorar dicha calidad muchos países han impulsado el desarrollo y/o implementación de modelos meteorológicos y también han invertido en redes de radares meteorológicos cada vez más sofisticados (Ebert et al. 2003). Las dificultades en la previsión de la precipitación son debidas a la complejidad de los procesos físicos de formación y evolución de las nubes y de la precipitación, lo cual se ve reflejado en su alta variabilidad espacio-temporal. De esta forma son diversos los trabajos (Fritsch et al.

1998; Cao et al. 2002; Seguin et al. 2003) que remarcan que la previsión de la precipitación es uno de los desafíos más importantes en la previsión meteorológica.

En ese contexto, un artículo de gran significancia para entender el enfoque metodológico de la previsión a corto plazo es el de Golding (1998). En dicho artículo se argumenta que la previsión de la precipitación se puede dividir en dos ramas de acuerdo a las relaciones entre el tiempo de previsión y las características espacio-temporales de los procesos involucrados. Para el corto plazo la atención se centra en obtener una representación del estado actual de la precipitación (intensidades y localización) la cual es usada para determinar el estado futuro de la misma. Estas técnicas son llamadas *nowcasting* (previsión a muy corto plazo) y están usualmente enfocadas en el análisis y la extrapolación de la tendencia de campos de precipitación basados en información proveniente de radares meteorológicos. Para tiempos de previsión más largos, la precipitación es vista como un resultado del cambio del estado de la atmósfera (es decir del conjunto de todas sus variables asociadas: presión, temperatura, humedad, precipitación, etc) y ésta es proporcionada por los modelos numéricos de previsión meteorológica (de ahora en adelante modelos meteorológicos).

La precipitación prevista con técnicas de extrapolación suele tener buena calidad en los primeros momentos de previsión (entre cero y máximo dos horas para fenómenos convectivos y hasta seis horas para fenómenos de meso-escala), ya que éstas parten de un campo de precipitación medido para hacer las previsiones (Germann et al. 2006). Por contra y debido a que no contemplan una modelización física de los procesos asociados al crecimiento y decrecimiento de la precipitación, estas técnicas usualmente no reproducen el ciclo de vida de la precipitación (Radhakrishna et al. 2012).

Por otro lado, los modelos meteorológicos proporcionan mejores previsiones para tiempos de previsión mayores debido a que éstos, por medio de una serie de ecuaciones (de dinámica de fluidos, termodinámica, entre otras), modelizan procesos físicos para realizar previsiones del estado futuro de la atmósfera. Al contemplar esos procesos es posible simular la evolución de la precipitación, generando situaciones de inicio de nueva precipitación o aumento o disminución de la que ya existente. Sin embargo, su capacidad para realizar previsiones a corto plazo ha sido muy limitada, proporcionando

previsiones con errores en la localización, tiempo de ocurrencia y con diferencias importantes en las intensidades de lluvia previstas (Sun et al. 2013).

En la Figura 1.1 se presenta un esquema simplificado de la caída de la calidad (skill) de las previsiones en base a datos de radar y modelos meteorológicos. Se puede observar como las técnicas de extrapolación proporcionan índices de calidad muy altos durante los primeros instantes de previsión, pero sin la representación de la física de la atmósfera, el valor de estos índices decae rápidamente a medida que aumenta el tiempo. Por otra parte, los modelos meteorológicos proporcionan resultados con menores índices de calidad que la extrapolación en las primeras horas, pero dado que éstos contemplan la física de la atmósfera mantienen los valores de calidad durante mucho más tiempo (Golding 1998).

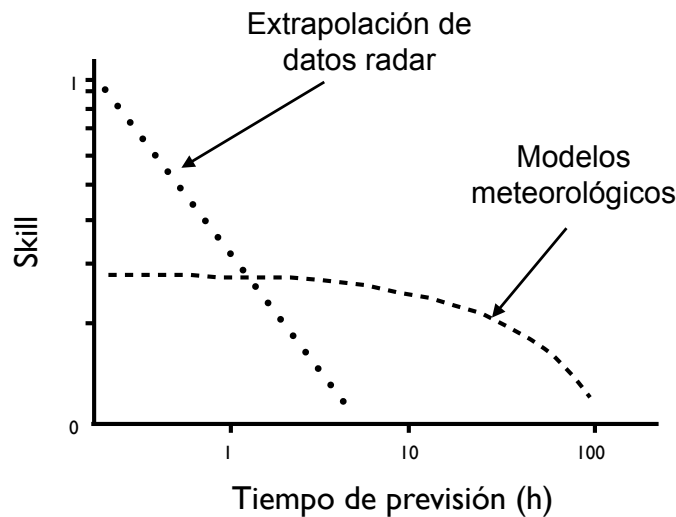


Figura 1.1 Representación esquemática de la pérdida de información en función del tiempo de previsión. La línea discontinua representa la calidad de las previsiones de los modelos meteorológicos y la línea punteada el de las técnicas de nowcasting. Basada en la Figura 1 de Golding (1998).

En este contexto, donde existen dos aproximaciones para la previsión de la precipitación, y donde cada una de estas alternativas presenta ventajas y desventajas con respecto a la otra, parece apropiado aprovechar las mejores cualidades de cada una de estas metodologías para lograr obtener la mejor previsión de la precipitación. Es así como en los últimos años varios autores (Golding 1998; Kilambi y Zawadzki 2005; Bowler et al. 2006; Wong et al. 2009; Atencia et al. 2010; Haiden et al. 2011; Kober et

al. 2011) han empezado a combinar las previsiones de estas dos aproximaciones, y es en esta línea de investigación donde se sitúa el trabajo de esta tesis.

1.3 Antecedentes

El desarrollo de esta tesis se enmarca en los trabajos de investigación y desarrollo llevados a cabo por el Centre de Recerca Aplicada en Hidrometeorología de la Universidad Politècnica de Catalunya (CRAHI-UPC) y de la transferencia de éstos a soluciones de mercado por parte de su spin-off, Hydrometeorologica Innovative Solutions (HYDS). El CRAHI-UPC es un centro líder a nivel europeo en investigación en el campo de la hidrometeorología, que en los últimos años ha trabajado de forma muy activa en el uso del radar meteorológico para la estimación y previsión de la precipitación con el fin de usar dicha información como dato de entrada a sistemas hidrometeorológicos de alerta temprana. En ese contexto HYDS ha colaborado con el CRAHI-UPC transfiriendo los conocimientos y desarrollos a proyectos y servicios que pueden tener aplicación comercial.

En el centro de investigación se han desarrollado diversas tesis doctorales con el fin de mejorar la estimación de la precipitación mediante el radar meteorológico (Sánchez-Diezma 2001; Berenguer et al. 2006; Franco 2008), estudiar la estructura de la lluvia y la incertidumbre en las estimaciones de lluvia con radares meteorológicos (Llort 2010), obtener campos de reflectividad tridimensionales a partir de información de diferentes radares (Roca-Sancho 2013), estudiar el impacto del uso de una técnica de extrapolación de datos radar a muy corto plazo con fines hidrológicos (Berenguer 2006), estudiar la incertidumbre de las previsiones de precipitación por las técnicas de extrapolación (Roca-Sancho 2013), avanzar en la combinación de los datos radar con información de los registros de pluviógrafos para obtener campos de lluvia cada vez más precisos en un ámbito de modelización hidrológica (Velasco-Forero 2009) o generar previsión de lluvia probabilística basada en ensembles (Buil 2017). Otra línea de investigación del centro de investigación tiene el fin de analizar el uso de las estimaciones de lluvia obtenidas con radares meteorológicos en modelización

hidrológica (Corral 2004) y al análisis de la incertidumbre asociada a la modelización hidrológica que proviene tanto de la incertidumbre en la estimación de la lluvia como de la estimación de los propios parámetros del modelo (Quintero 2011).

En particular y para el desarrollo de esta tesis es importante destacar el trabajo realizado por Berenguer (2006), que propuso una técnica de extrapolación de datos radar con el fin de obtener previsiones de precipitación a muy corto plazo (máximo dos horas) y de usarlas en modelos hidrológicos distribuidos (Corral 2004) y poder anticipar con mayor antelación posibles inundaciones. Estos modelos fueron implementados utilizando datos radar del Servei Meteorològic de Catalunya sobre las cuencas de los ríos Besos y Llobregat.

De forma paralela a esos avances, HYDS ha venido desarrollando diversos sistemas de alerta temprana, como lo son: Hidromet (Sánchez-Diezma et al. 2008), WiCast (Llort et al. 2012; Llort et al. 2014) y MEDUSA (Sanchez-Diezma et al. 2012). Estos sistemas utilizan como insumo principal previsiones de precipitación de una técnica de extrapolación de datos radar. La experiencia de HYDS (como también han puesto de manifiesto otros estudios Golding 1998; Bowler et al. 2006; Yeung et al. 2009; Pierce et al. 2012; Sun et al. 2013) indica que es de gran importancia para cualquier aplicación de alerta hidrometeorológica poder extender la previsión de lluvia más allá de las 2-4 horas proporcionados por los sistemas basados en radar.

Por todo lo anterior HYDS y el CRAHI-UPC promovieron la realización de una tesis sobre la temática de combinación de datos de radar y modelos meteorológicos y que se ha llevado a cabo en el contexto de las ayudas de la Agència de Gestió d'Ajuts Universitaris i de Recerca (AGAUR) de la Generalitat de Catalunya para la realización de tesis doctorales en el seno de empresas tecnológicas. Por lo tanto, el objetivo incluye tanto avanzar en el conocimiento general, como generar resultados de posible aplicación comercial, que permitan mejorar las soluciones que actualmente ofrece HYDS. Es por esto por lo que, en ciertos aspectos el trabajo realizado incide en la viabilidad operacional de los desarrollos presentados.

1.4 Objetivo

Como resultado de las ideas presentadas en el apartado anterior, el objetivo principal de esta tesis es desarrollar e implementar una metodología operacional (que funcione en tiempo real) para la previsión de precipitación a muy corto plazo (en el rango de 0 a 6 horas) que combine las técnicas de extrapolación de datos radar y los modelos meteorológicos con el fin de proporcionar una única previsión, tomando las mejores características de las dos fuentes originales.

Para llevar a cabo este objetivo, como primer paso se debe analizar, implementar, optimizar y validar una técnica de extrapolación de datos radar usando composiciones de radares. En segundo lugar, se debe desarrollar una metodología para combinar las previsiones de la técnica de extrapolación con las de los modelos meteorológicos de tal forma que se puedan aprovechar las mejores características de cada una.

Tanto la técnica de extrapolación, como la de combinación deben ser probadas un número importante de casos de estudio, que contengan diferentes posibles situaciones atmosféricas que se puedan presentar, para evaluar su calidad y que permitan comprender las virtudes de cada aproximación y de las posibles estrategias de combinación.

Finalmente, dado que el objetivo final de esta tesis es la implementación en tiempo real de la metodología en un entorno operacional, esta metodología debe ser totalmente automática y computacionalmente eficiente.

En la siguiente sección se desglosa como se han desarrollado esos objetivos y como se presentan a lo largo de los diversos capítulos de esta tesis.

1.5 Estructura de la tesis

Con el propósito de responder a los objetivos presentados, éstos se han estructurado en una serie de trabajos que se presentan en los siguientes capítulos y que de forma resumida incluyen los siguientes contenidos:

El capítulo 2 revisa el estado del arte en cuanto a la generación de previsiones de lluvia basadas en el uso de radar meteorológico. A partir de dicha revisión se implementa y optimiza una técnica de extrapolación de precipitación en base a datos radar, aplicándola a dos conjuntos de datos: el mosaico radar español y un mosaico radar sobre el centro de Europa. La implementación en los dos dominios tiene como objetivo entender el funcionamiento y las limitaciones de la técnica de extrapolación en una serie de episodios que presentan diferentes situaciones meteorológicas.

En el tercer capítulo se analizan los resultados de dos modelos meteorológicos, con características diferentes, uno sobre el dominio español y el otro sobre el dominio centroeuropeo. Se realiza una corrección de las intensidades de las previsiones de precipitación con el fin de que tengan la misma función de distribución que las observaciones radar. Adicionalmente se realiza una comparativa con los resultados obtenidos mediante el método de extrapolación de datos radar, identificando el punto de cruce en el cual los modelos meteorológicos empiezan a presentar mejores resultados que las técnicas de extrapolación.

En el cuarto capítulo se desarrollan, implementan y analizan tres alternativas para realizar una combinación lineal de la precipitación prevista con la técnica de extrapolación presentada en el segundo capítulo y los modelos meteorológicos presentados en el tercer capítulo, usando diferentes configuraciones en cuanto a la definición del peso que se le asigna a cada una de ellas. El análisis incluye una comparación con los valores de las métricas de verificación de las diferentes alternativas a la combinación, la extrapolación y los modelos meteorológicos.

En el quinto capítulo se analiza la importancia del ciclo diurno de la precipitación y se desarrollaron dos nuevas configuraciones de la combinación: la primera que es una modificación a la combinación lineal, que se presenta en el cuarto capítulo, donde se permite que los pesos usados varíen dependiendo de la hora del día en que se hace la combinación, con el fin de darle más importancia al modelo meteorológico en las horas de más crecimiento y decrecimiento de la precipitación. La segunda en la que se da más importancia al crecimiento y decrecimiento de la precipitación prevista con el modelo meteorológico.

Finalmente, en el sexto capítulo se presentan las conclusiones generales de la tesis y se proponen las líneas de investigación futuras.

Capítulo 2

Previsión de la precipitación con extrapolación de observaciones radar

2.1 Introducción

La previsión de precipitación en base a radar consiste en la estimación de la precipitación futura a partir de las medidas proporcionadas por el radar meteorológico. Wilson et al. (1998) y Reyniers (2008) presentaron una buena revisión de los principales algoritmos de previsión de la precipitación basados en observaciones de radar.

Las técnicas de previsión de precipitación en base a radar asumen que la extrapolación de la tendencia de las observaciones en el pasado reciente, puede servir para hacer una previsión a muy corto plazo. Los primeros algoritmos de previsión de precipitación en base a radar asumían que la evolución temporal de la precipitación estaba gobernada por su movimiento, y por lo tanto, se basaban en la advección de la observación más reciente (Austin y Bellon 1974; Wilson et al. 1998). Algunos estudios intentaron introducir algún tipo de tendencia de las áreas e intensidades de la precipitación (por ejemplo Tsonis y Austin 1981; Li et al. 1995; Wilson et al. 1998), pero no obtuvieron mejoras en los resultados.

Las técnicas de previsión de precipitación basadas en la extrapolación de los campos de precipitación en base a radar tratan de determinar un campo de velocidades de la precipitación (generalmente basándose en la tendencia del movimiento de la precipitación resultante de comparar los últimos campos de precipitación medidos), para usarlo en un proceso de advección del último campo de precipitación observado. Estos algoritmos de extrapolación dan previsiones de la precipitación con altas resoluciones espaciales, entre 1 y 4 km², y temporales, entre 5 y 15 minutos (Germann y Zawadzki

2002; Seed 2003; Li y Lai 2004; Berenguer et al. 2005). En general, estas técnicas pueden producir previsiones razonables de entre media hora y dos horas para eventos convectivos y de hasta 6 horas para eventos de meso-escala (Germann y Zawadzki 2002).

Las técnicas de extrapolación de datos radar usualmente constan de dos componentes: la estimación del campo de velocidades de la precipitación, y la advección del último campo de precipitación disponible. En los siguientes apartados se realiza una revisión como se ha abordado el tratamiento de cada una de éstas en general y en este trabajo.

2.1.1 Estimación del campo de velocidades de la precipitación

Para la estimación del campo de velocidades de la precipitación existen diferentes aproximaciones. Pierce et al. (2004) propusieron considerar tres categorías que agrupan la mayoría de alternativas existentes:

1. Las que estiman el desplazamiento medio del campo de lluvia a partir del vector de desplazamiento que maximiza la correlación o minimiza alguna medida de error entre dos (o en algunos casos más) imágenes de reflectividad radar. Algunas de las técnicas más representativas dentro de ésta categoría son presentadas por Rinehart y Garvey (1978), Li et al. (1995), Laroche y Zawadzki (1994, 1995), Bowler et al. (2004) y Zinner et al. (2008).
2. Las que se basan en el seguimiento del centroide de regiones de precipitación. Estas aproximaciones usualmente determinan regiones de precipitación a partir de identificar las zonas que superan un umbral de reflectividad. Posteriormente a cada región se le asocia un centroide, generalmente basado en el centro de masa de dicha región. Repitiendo el proceso en campos de reflectividad consecutivos es posible identificar la evolución en el tiempo de los centroides de las diversas regiones, y utilizando esas trayectorias, realizar una previsión de posiciones futuras. Algunas de las técnicas más representativas dentro de esta categoría son presentadas por Dixon y Wiener (1993), Johnson et al. (1998), Handwerker (2002), Hering et al. (2004) y Kyznarová y Novák (2009). El sistema más

conocido de esta categoría es TITAN (Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis and Nowcasting; Dixon y Wiener 1993).

3. Las aproximaciones que usan el viento observado o previsto por los modelos meteorológicos como indicador de la velocidad de la precipitación. Ejemplos de sistemas de extrapolación que usan esta aproximación son presentados por Hand (1996), Golding (1998) y Pierce et al. (2000).

El uso de una u otra técnica ha estado usualmente ligado al tipo de fenómeno meteorológico y a la aplicación concreta que se pretende dar a la información prevista. De forma general, las técnicas que están en la primera categoría han mostrado ser las óptimas para situaciones meteorológicas donde la intensidad y/o acumulación de lluvia, debidas principalmente a precipitación persistente o generalizada, es el riesgo meteorológico más importante (Pierce et al. 2004). Por otro lado, las técnicas que se encuentran en la segunda categoría son utilizadas principalmente cuando la lluvia convectiva, junto con el viento fuerte, el granizo y los rayos son los principales riesgos meteorológicos (por ejemplo es un método muy usual en aplicaciones aeronáuticas Wolfson y Clark 2006). Finalmente, los sistemas dentro de la tercera categoría no han sido muy populares, debido principalmente a la baja resolución espacial de los modelos meteorológicos y a las diferencias entre las condiciones reales de la atmósfera y las previsiones del modelo.

Teniendo en cuenta que el contexto en el que se desarrolla el presente trabajo es proporcionar previsiones de precipitación con fines hidrológicos, y que éstos necesitan previsiones no sólo de los núcleos convectivos, sino de la precipitación sobre todo el dominio de interés, nos centraremos en analizar y trabajar sobre las técnicas dentro de la primera categoría.

En ese sentido, una de las técnicas más conocida para determinar el campo de velocidades es el TREC (Tracking Radar Echoes by Correlation; Rinehart y Garvey 1978; Tuttle y Foote 1990). El método consiste en desplazar el campo de reflectividad radar más reciente sobre otro campo de reflectividad radar, medido un cierto tiempo anterior, en diferentes posiciones y calcular para cada una de ellas el valor de la correlación entre los campos de reflectividad radar. Se estima el desplazamiento medio

de la precipitación como la posición de desplazamiento entre los campos de reflectividad radar donde se obtenga el valor máximo de correlación. Para conseguir un campo de velocidades de la precipitación se aplica esta técnica a diferentes subdominios del campo de reflectividad radar. De esta manera se le asocia a cada región del campo de precipitación un vector de velocidad.

El procedimiento antes descrito genera campos de velocidad de la precipitación con varios problemas: la estimación de vectores incorrectos (que no representan la velocidad real de la precipitación) y la aparición de discontinuidades. Estos problemas surgen debido a: a) el crecimiento y decrecimiento de la precipitación, que puede causar que el TREC empareje dos áreas de precipitación, pero que en realidad no sean la misma, b) la presencia de zonas donde no hay vector de velocidad debido a que en dichas zonas no llueve y c) errores en los campos de precipitación debido a su contaminación por valores de reflectividad que no corresponden con medidas de la precipitación (una descripción detallada de los errores del radar meteorológico y cómo pueden afectar a la técnica de previsión descrita, es presentado en el Apéndice B). Para eliminar algunos de estos inconvenientes se pueden utilizar procesos de suavizado o de corrección que tratan de imponer una cierta coherencia entre los distintos vectores del campo de velocidades de la precipitación. Uno de los métodos más conocidos es COTREC (Continuity of TREC vectors; Li et al. 1995), que utiliza una técnica variacional que fuerza la continuidad del campo de velocidades obtenido con la técnica TREC.

En una dirección similar, Laroche y Zawadzki (1994, 1995) propusieron un método llamado VET (*Variational Echo Tracking*). Este método fue desarrollado originalmente para determinar campos de viento tridimensionales usando campos de reflectividad y de velocidad radial (disponibles en radares Doppler). Posteriormente, Germann y Zawadzki (2002) lo adaptaron para estimar campos de velocidades de precipitación usando mosaicos de radar a escala continental. VET estima los vectores de velocidad de la precipitación usando un método variacional que contiene dos restricciones, una de conservación de la precipitación, y otra de suavizado de los vectores de velocidad de la precipitación. VET es similar al método del COTREC en cuanto a que utiliza la división del campo en subdominios. La principal diferencia entre estos dos métodos es que en el

VET estima los vectores teniendo en cuenta la condición de suavizado, mientras el COTREC impone la continuidad de una primera estimación basada en TREC.

2.1.2 Advección

Una vez se tiene el campo de velocidad de la precipitación, el siguiente paso es la advección. En este proceso se utiliza el campo de velocidades de la precipitación estimado para advectar el campo de precipitación más reciente, y de esta manera obtener los campos de precipitación previstos. Los campos previstos se obtienen advectando la precipitación en cada pixel del campo de precipitación más reciente en función de su correspondiente vector de velocidad.

Schmid (2000) y Germann y Zawadzki (2002) analizaron varios métodos de advección. Los métodos de advección tienen dos características: que extrapolan hacia adelante o hacia atrás y que utilizan un esquema constante o un proceso semi-Lagrangiano (en la Figura 2.1 se ilustran estos esquemas).

El procedimiento de advección se puede realizar de dos formas distintas: hacia delante y hacia atrás. La forma más intuitiva sería realizar la advección hacia delante, es decir, llevando el valor de reflectividad una celda P según el vector de velocidad asociado a su posición hasta la celda Q . Este método tiene dos problemas asociados: el primero es que dos celdas en el campo original queden asociadas a la misma celda en el campo previsto, y el segundo es que en los campos previstos algunas celdas no tengan ninguna celda asociada para tomar el valor de reflectividad del campo original. Por otro lado, si se realiza una advección hacia atrás, se determina la celda de la malla O de donde se tomará el valor de reflectividad para la celda P en la previsión. De esta manera cada celda de la previsión, tendrá una única celda de la cual tomará el valor de reflectividad.

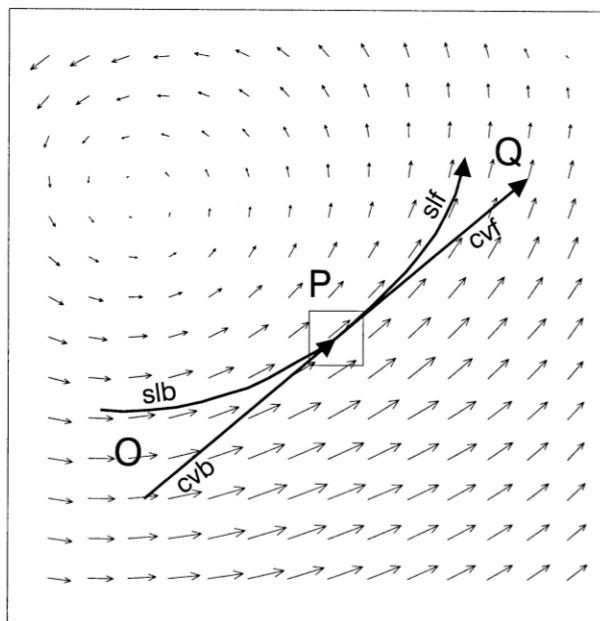


Figura 2.1. Ilustración de los cuatro métodos de advección: vector constante hacia delante (cvf), vector constante hacia atrás (cvb), semi-Lagrangian hacia delante (slf) y semi-Lagrangian hacia atrás (slb). En el caso de los esquemas hacia atrás P es un pixel en la previsión, para el cual se quiere encontrar de donde viene la precipitación, y para los esquemas hacia delante, P es un pixel de la observación, del cual se quiere encontrar donde se deberá extrapolar. Fuente: Germann y Zawadzki (2002).

Adicionalmente, el procedimiento de advección se puede realizar de dos maneras distintas: con un esquema de vector constante o uno semi-Lagrangiano. En el primero se asume que la dirección y velocidad de la precipitación son constantes a lo largo de toda la advección, por lo tanto, la precipitación en cada celda es advectada usando el vector de desplazamiento estimado para ella (cvb y cvf en la Figura 2.1). Por otro lado, en los esquemas semi-Lagrangianos, la advección se hace siguiendo la línea de corriente del campo de velocidades de la precipitación (slf y clb en la Figura 2.1), permitiendo que aparezcan rotaciones en las previsiones y que tengan un carácter mucho más realista.

2.1.3 Crecimiento y decrecimiento de la precipitación

Algunos autores (Tsonis y Austin 1981; Li et al. 1995; Wilson et al. 1998; Berenguer et al. 2011) han intentado introducir algún tipo de evolución de las intensidades de la

precipitación en los sistemas de previsión de precipitación en base a radar. Todos han tenido resultados similares.

Tsonis y Austin (1981) compararon tres técnicas diferentes para incluir la tendencia de evolución de la precipitación, y llegaron a la conclusión que la inclusión de alguna tendencia no mejoraba los resultados.

Por otro lado, Li et al. (1995) también intentaron incluir el crecimiento y decrecimiento de la precipitación debida a efectos de la orografía y concluyeron que proporciona mejores resultados sólo en los primeros 20 minutos de previsión.

Wilson et al. (1998) utilizaron TITAN para analizar el impacto de incluir las tendencias del tamaño y las intensidades de núcleos convectivos a la hora de realizar la extrapolación; los resultados mostraron unos pequeños incrementos en la detección de zonas convectivas, pero también se producen pequeños incrementos en las falsas alarmas, obteniendo resultados similares a los que se obtienen son incluir ningún tipo de tendencias.

La mayoría de los autores concluyeron que “los procesos físicos esenciales que dictan el crecimiento y decrecimiento de la precipitación no han de ser necesariamente observables en el pasado de un fenómeno particular” (Wilson et al. 1998).

2.1.4 Campos de precipitación óptimos

De forma general, las técnicas de extrapolación realizan una advección de los campos de precipitación en base a radar, en la cual se considera que no hay cambios temporales en las intensidades, de manera que el último campo de precipitación es extrapolado al futuro mediante un campo de movimiento sin modificar sus valores.

Es evidente que la variación natural de la intensidad de precipitación (por ejemplo procesos de crecimiento y decrecimiento de la precipitación) va a resultar en errores en las previsiones generadas con éstos métodos. En ese sentido, Bellon y Zawadzki (1994)

manifestaron la necesidad de eliminar la información con tiempos de vida cortos, y encontraron que realizando un promedio los campos previstos en un dominio (que aumentaba a medida que aumentaba el tiempo de previsión), se suavizan los campos de precipitación, provocando una reducción significativa de los errores de los campos previstos. El principal problema encontrado fue la forma de determinar el tamaño del dominio en que se debía promediar para reducir los errores, ya que éste dependía de cada caso analizado.

Con enfoques similares, Seed (2003) y Turner et al. (2004) obtuvieron resultados óptimos aplicando una descomposición del campo de precipitación por escalas, para filtrar las escalas más pequeñas según una serie de criterios estadísticos. Estos filtros fueron exitosamente implementados en dos sistemas operacionales llamados MAPLE (Turner et al. 2004) sobre Canadá, Estados Unidos, Suiza e Italia y S-PROG (Seed 2003) sobre Australia, el Reino Unido y Cataluña.

Los beneficios de estas técnicas han sido presentados en diferentes estudios (Seed 2003; Ebert et al. 2004; Pierce et al. 2004; Turner et al. 2004; Berenguer 2006). Sin embargo, algunos autores (Berenguer et al. 2005; Sempere-Torres et al. 2005; Van Horne et al. 2006) han estudiado el efecto de aplicar técnicas de descomposición para filtrar las escalas impredecibles en aplicaciones hidrológicas, y encontraron que los resultados no son significativamente mejores que los obtenidos usando persistencia Lagrangiana sin hacer ningún tipo de filtrado por dos razones: a) los modelos hidrológicos tienden a integrar y filtrar los patrones de lluvia, por lo tanto, el filtrado de escalas tiene muy poco impacto en el pronóstico de caudales y b) los filtros de escalas modifican la distribución de los valores de intensidad de la lluvia, proporcionando campos de precipitación previstos que, a medida que aumenta el tiempo de previsión, son más suaves, reduciendo la media de la precipitación.

2.1.5 Previsión determinista vs probabilística

Otra de las características asociadas a la mayoría de las técnicas de extrapolación es que éstas generan previsiones de lluvia deterministas. Así pues, no proporcionan información acerca de la incertidumbre de su previsión. Es así como, en los últimos años varios autores (por ejemplo: Germann y Zawadzki 2004; Sempere-Torres et al. 2005; Bowler et al. 2006; Berenguer et al. 2011) han mostrado la necesidad de cuantificar la incertidumbre de la previsión de la precipitación por medio de técnicas de previsión probabilística.

Los primeros intentos de generar previsión probabilística de precipitación basada en radar proporcionan previsiones de la función de distribución de probabilidades en cada punto del dominio (Andersson y Ivarsson 1991; Schmid et al. 2000; Germann y Zawadzki 2004). Estas aproximaciones han sido deficientes debido a que contemplan la incertidumbre asociada a los campos de velocidad de la precipitación (debido a la mala estimación de dichos campos o a su variación en el tiempo), pero tiene limitaciones a la hora de considerar la incertidumbre asociada al crecimiento y decrecimiento de la precipitación, que es una de las principales fuentes de incertidumbre de los algoritmos de extrapolación (Smith y Austin 2000; Bowler et al. 2006; Germann et al. 2006). Además, estos métodos proporcionan una previsión de la función de distribución de probabilidad de la precipitación, por lo tanto, no proporcionan una descripción completa de la estructura espacio temporal de la precipitación, lo cual es fundamental cuando se usan las previsiones de la precipitación para estudiar la respuesta hidrológica de las cuencas (Berenguer et al. 2011).

Tratando de responder a esas limitaciones en los últimos años, se han desarrollado diferentes aproximaciones que consideran la incertidumbre en la evolución de la lluvia construyendo conjuntos de posibles realizaciones de la precipitación. Algunas de esas aproximaciones se centraron en modelar la incertidumbre de las previsiones deterministas desde un punto de vista estadístico para obtener un conjunto de previsiones compatibles con la variabilidad espacial y temporal de las observaciones recientes (Bowler et al. 2006; Berenguer et al. 2011) o compatible con un modelo del error empírico de las previsiones (Dai et al. 2014). Otros trabajos se han centrado en la

búsqueda de episodios análogos, los cuales son usados como previsión, y que al ser episodios observados, incluyen tanto la advección como el crecimiento y decrecimiento de la precipitación (Panziera y Germann 2010; Panziera et al. 2011; Foresti et al. 2013).

2.1.6 Resumen y planteamiento

En el contexto de las ideas presentadas en esta sección y de cara al planteamiento de trabajo de esta tesis se ha optado por trabajar con aquellas técnicas que abordan de forma más satisfactoria una aproximación hidrometeorológica al problema. En ese sentido podemos destacar las siguientes ideas:

- Se plantea trabajar con los métodos que estiman el desplazamiento medio del campo de lluvia a partir del vector de desplazamiento que maximiza la correlación entre dos imágenes de reflectividad radar, ya que para fines hidrometeorológicos son los más utilizados, dado que estiman el campos de velocidad de la precipitación en todo el dominio en vez de centrarse en un solo núcleo (Mecklenburg et al. 2000; Reyniers 2008). Dentro de esta categoría, la técnica COTREC ha sido una de las más implementados operacionalmente (Schmid et al. 2002; Li y Lai 2004; Berenguer et al. 2005; Novak 2007; Reyniers 2008; Pierce et al. 2012), y en concreto en nuestro entorno ha sido implementado por el CRAHI utilizando los datos de los radares del Servei Meteorològic de Catalunya con buenos resultados (Berenguer et al. 2005).
- Para realizar la advección se plantea utilizar el esquema semi-Lagrangiano hacia atrás dada su capacidad para generar campos con rotación que reproducen los desplazamientos observados de forma más realista (Germann y Zawadzki 2002).
- Se decide no realizar ningún tipo de filtrado (para obtener campos óptimos) debido a que sus resultados desde el punto de vista hidrológico no fueron significativamente mejores que los obtenidos sin realizar ningún tipo de filtrado (Berenguer et al. 2005; Sempere-Torres et al. 2005; Van Horne et al. 2006).
- Finalmente, a pesar de que, en los últimos años, la generación de un conjunto de posibles realizaciones de la precipitación ha sido muy utilizada con el fin de incluir la incertidumbre asociada a la localización incorrecta y al crecimiento y

decrecimiento de la precipitación, se decide acotar el trabajo y concentrarse en desarrollar una previsión determinista.

2.2 Metodología

En esta sección se describe la técnica previsión de precipitación por extrapolación de datos radar implementada en el marco de trabajo de esta tesis. Esta técnica se basada en la desarrollada por Berenguer et al. (2005), la cual consta de dos componentes principales: la estimación el campo de velocidad de la precipitación y la advección del último campo de precipitación disponible (en la Figura 2.2 se presenta un esquema general de esta técnica). Estas dos componentes se presentan en los siguientes apartados.

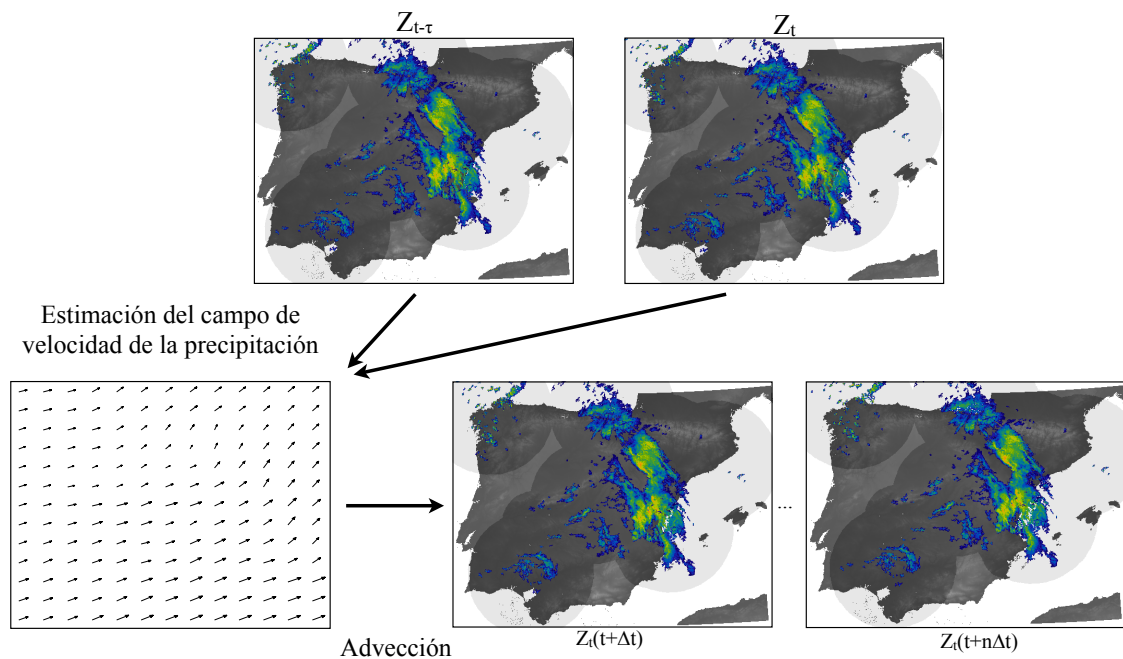


Figura 2.2. Esquema del algoritmo de extrapolación de datos radar. Mediante el uso de dos campos de reflectividad radar, Z_t en el instante t y $Z_{t-\tau}$ en el instante $t-\tau$, se estima el campo de velocidad de la precipitación. Las previsiones para el instante $t+n\Delta t$, $Z_t(t+n\Delta t)$, se obtienen advectando el campo de precipitación observado en t , Z_t , usando el campo de velocidades de la precipitación estimado para el mismo instante de tiempo.

2.2.1 Estimación del campo de velocidad de la precipitación

El algoritmo de seguimiento implementado para estimar los campos de velocidades de la precipitación está basado en los algoritmos TREC (Rinehart y Garvey 1978; Tuttle y Foote 1990) y COTREC (Li et al. 1995). Para ello, se estiman los vectores de velocidad de la precipitación usando la técnica del TREC y se aplica el algoritmo de COTREC, para evitar que haya discontinuidades y corregir los vectores mal estimados.

TREC estima el campo de velocidades de la precipitación usando dos campos de reflectividad observados, separados por un cierto intervalo de tiempo. Para ello divide el campo de reflectividad más reciente en subdominios, cuyas dimensiones representarán la resolución del campo de velocidades de la precipitación. Para cada uno de los subdominios se busca en el otro campo de reflectividad (observado un cierto tiempo antes), el subdominio más parecido en términos de máxima correlación.

El coeficiente de correlación para cada subdominio se calcula como:

$$R = \frac{\sum_{i=1}^S [Z_2(\mathbf{r}_i) - \bar{Z}_2][Z_1(\mathbf{r}_i - \mathbf{v}\Delta t) - \bar{Z}_1]}{\left\langle \left\{ \sum_{i=1}^S [Z_2(\mathbf{r}_i) - \bar{Z}_2]^2 \right\} \left\{ \sum_{i=1}^S [Z_1(\mathbf{r}_i - \mathbf{v}\Delta t) - \bar{Z}_1]^2 \right\} \right\rangle^{1/2}} \quad (2.1)$$

donde Z_1 y Z_2 representan los dos campos de reflectividad observados en t_1 y t_2 , \mathbf{r}_i representa un elemento de los campos de reflectividad, S representa el número de elementos de los campos de reflectividad que pertenecen al subdominio en cuestión. \bar{Z} representa la media del campo de reflectividad Z en el subdominio en cuestión. $\mathbf{v} = (u, v)$ es la velocidad de la precipitación para el subdominio y $\Delta t = t_2 - t_1$ es el intervalo de tiempo entre los dos campos de reflectividad.

Para obtener el vector de velocidad de la precipitación en cada subdominio, $\mathbf{v} = (u, v)$, en vez de probar todas las posibles opciones de valores del vector de velocidad, se utiliza el método simplex multidimensional o AMOEBA (Nelder y Mead 1965). Este método varía los valores de \mathbf{v} en la ecuación 2.1, hasta encontrar aquel que maximiza la correlación entre los dos subdominios.

Con el fin de que los vectores de velocidad de la precipitación tengan más coherencia espacial, de minimizar la posibilidad de estimar vectores incorrectamente, y de estimar vectores sobre todo el dominio (incluso en las áreas donde no hay precipitación), el proceso se realiza en distintos niveles, para cada uno de los cuales se obtiene un campo de velocidades de la precipitación con una resolución determinada. De forma resumida el proceso por niveles sería el siguiente: en el primer nivel se calcula un único vector de velocidad medio para todo el dominio comparando los dos campos de precipitación. Posteriormente, los campos de reflectividad se dividen en subdominios y se estima el vector de velocidad de la precipitación para cada subdominio tomando como punto de partida el vector calculado para el nivel anterior. En los subdominios donde haya un porcentaje bajo de precipitación ($< 1\%$) o donde el valor máximo de correlación sea bajo (< 0.4), se usa el vector estimado en el nivel anterior. Este procedimiento se repite varias veces, obteniendo cada vez campos de velocidad con mayor resolución. En la Figura 2.3 se puede observar un ejemplo con el segundo, tercero, cuarto y quinto nivel del proceso.

Determinar la resolución del campo de velocidades de la precipitación no es trivial. Debido a la gran variabilidad espacio-temporal de la precipitación, al utilizar resoluciones finas del campo de velocidad de la precipitación hay más probabilidades de cometer errores. Estos errores se producen debido a que, al reducir el tamaño de los subdominios, es más fácil que se empareje áreas de precipitación que no están relacionadas, provocando que aparezcan vectores que no representan la velocidad real de la precipitación. Adicionalmente, Bowler et al. (2004) manifestaron que la resolución del campo de velocidades es un compromiso entre representar correctamente la velocidad de la precipitación a pequeñas escalas y representar correctamente la velocidad de las estructuras de gran escala, por lo tanto, representar bien los fenómenos de pequeña escala puede ser útil para realizar previsiones a una o dos horas vista, pero puede que no sea útil para realizar previsiones a varias horas en el futuro. En dicho trabajo encontraron que las previsiones con más calidad en su dominio se obtuvieron con una resolución de $48 \times 48 \text{ km}^2$. Schmid (2000) y Mandapaka et al. (2011) trabajaron con una resolución de $40 \times 40 \text{ km}^2$ y $25 \times 25 \text{ km}^2$ respectivamente. Dàvila (2003) realizó varias pruebas con diferentes resoluciones hasta $4 \times 4 \text{ km}^2$, pero encontró mejores resultados con una resolución de $32 \times 32 \text{ km}^2$.

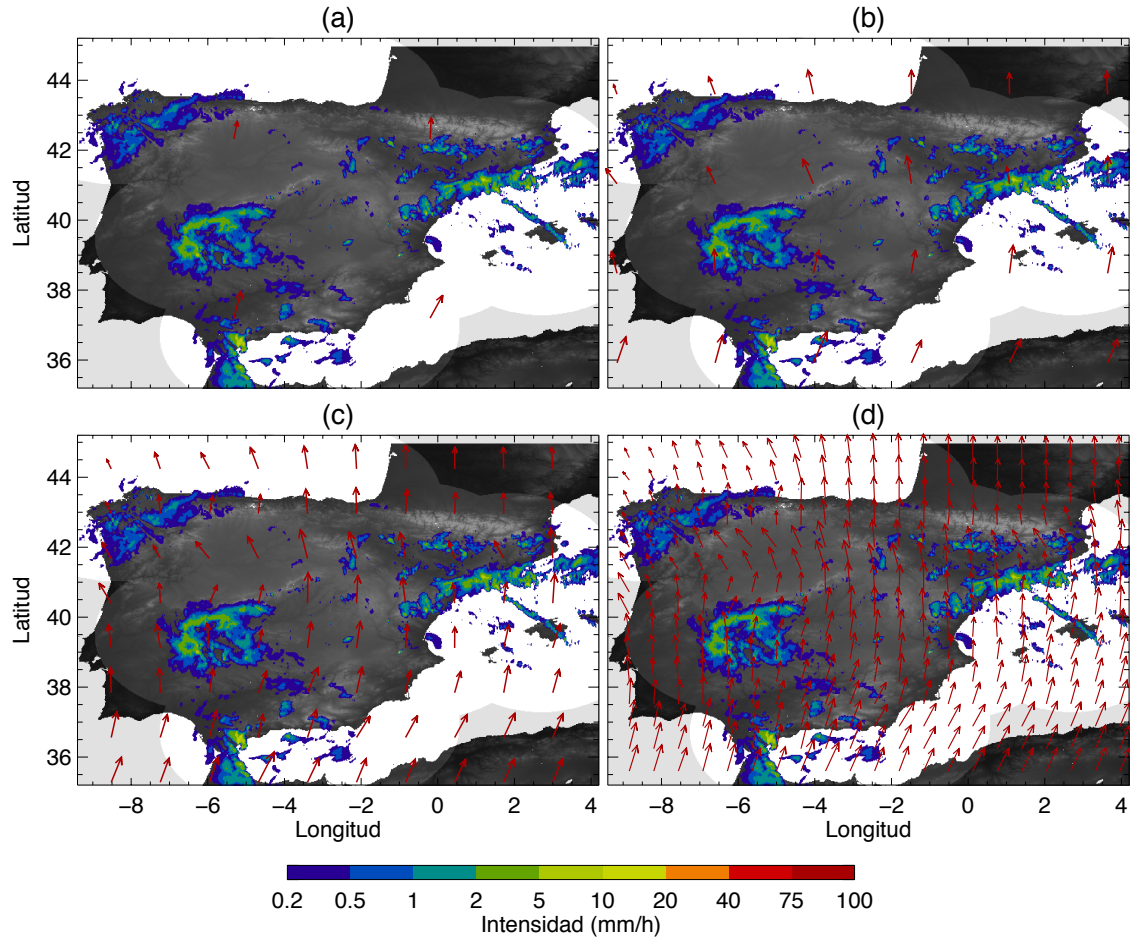


Figura 2.3. Campos de velocidad de la precipitación calculados por el algoritmo de seguimiento para el (a) segundo, (b) tercero, (c) cuarto y (d) quinto nivel.

Una vez se ha estimado el campo de velocidad de la precipitación con TREC, se utiliza COTREC para garantizar la coherencia entre los diferentes vectores que conforman este campo de velocidades. Para ello, se minimiza la función de costo (2.2), imponiendo la ecuación de continuidad (2.3):

$$J(u, v) = \int \left(u - u^o \right)^2 + \left(v - v^o \right)^2 dx dy \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0 \quad (2.3)$$

La implementación del COTREC fuerza a los vectores de velocidad de la precipitación encontrados con TREC sean coherentes y que no haya cambios bruscos entre vectores aledaños.

Teniendo en cuenta que estos campos de velocidad de la precipitación serán utilizados para realizar la advección del último campo de reflectividad observado, a varias horas en el futuro, y con el fin de garantizar que los campos de velocidad tengan una cierta continuidad temporal, se realiza un suavizado en el tiempo (con el campo de velocidad estimado en el paso de tiempo instantes anterior):

$$\begin{aligned} u_e(t) &= \alpha u_e(t - \Delta t) + (1 - \alpha)u(t) \\ v_e(t) &= \alpha v_e(t - \Delta t) + (1 - \alpha)v(t) \end{aligned} \quad (2.4)$$

donde u_e y v_e son las componentes del vector de velocidad de la precipitación que se usan para extrapolar el campo de reflectividad observado en el tiempo t , u y v son las componentes del vector de velocidades de la precipitación que se estimaron usando COTREC y α es el coeficiente de suavización. Bowler et al. (2006) y Ganguly (2002) mostraron que los resultados obtenidos con coeficientes entre 0.4 y 0.7 no varían significativamente. En este trabajo seleccionamos un coeficiente de 0.5.

2.2.2 Advección de los campos de precipitación

Una vez se ha estimado el campo de velocidades a nivel de pixel radar, el siguiente paso es la generación de los campos de precipitación prevista. Las previsiones se obtienen a partir del último campo de precipitación medido y usando un esquema de advección semi-Lagrangiana hacia atrás (backward semi-Lagrangian scheme; Germann y Zawadzki 2002).

Con esta aproximación, la posición de donde se obtienen las previsiones se calcula mediante un proceso iterativo de la siguiente forma:

$$\begin{aligned} dx(x, y, k) &= dx(x, y, k - 1) - u[dx(x, y, k - 1), dy(x, y, k - 1)] \cdot \Delta t \\ dy(x, y, k) &= dy(x, y, k - 1) - v[dx(x, y, k - 1), dy(x, y, k - 1)] \cdot \Delta t \end{aligned} \quad (2.5)$$

donde k se utiliza como contador del proceso iterativo. Las componentes longitudinal y latitudinal de la velocidad en el punto (x, y) es representado por $u(x, y)$ y $v(x, y)$. Δt en este caso indica el paso de tiempo de la extrapolación, que en nuestro caso es de un minuto. En el primer paso del proceso iterativo la posición de donde proviene la

previsión, corresponde con la misma posición en el último campo medido [$dx(x,y,0) = x$; $dy(x,y,0) = y$]. Una vez se conocen las posiciones de donde se obtienen las previsiones en cada paso de tiempo, se procede a calcular los campos de previsión:

$$R_t[x, y, t_1] = R_t \left[dx \left(x, y, \frac{t_1 - t}{\Delta t} \right), dy \left(x, y, \frac{t_1 - t}{\Delta t} \right) \right] \quad (2.6)$$

donde $R_t(x,y,t_1)$ es la previsión del campo de lluvia por extrapolación para un tiempo t_1 en el punto (x,y) , usando la información observada en el tiempo t .

2.3 Implementación

El desarrollo e implementación de la técnica de extrapolación se ha realizado en el dominio español y en el centro de Europa. La doble implementación permite abordar diferentes tipos de episodios, ayudando a afinar la técnica de estimación del campo de velocidades de la precipitación, para que no sea dependiente del dominio de estudio. Adicionalmente, permitirá la comparación de los resultados de la técnica de extrapolación con modelos meteorológicos de diferentes características con los que se trabajará en las dos áreas seleccionadas (como se mostrará en los siguientes capítulos).

En el Apéndice A se presenta una descripción de las características de los mosaicos radar utilizados en el desarrollo de esta tesis y de los casos de estudio seleccionado para evaluar la técnica de extrapolación de datos radar y así presentar sus fortalezas y debilidades. Adicionalmente, en el Apéndice B se presenta una descripción detallada de errores que afectan las medidas del radar y se mencionan algunas técnicas que son utilizadas para corregirlos o disminuir su impacto.

Dentro de los errores que afectan las medidas del radar, los que más afectan a las técnicas de extrapolación de datos radar son: la calibración, los ecos de suelo, las zonas apantalladas y la banda brillante. Estos errores, de forma general, afectan el proceso de estimación de los campos de velocidad de la precipitación. Los ecos de suelo generalmente tienen asociados valores altos de reflectividad, los cuales tienen mucha

influencia en el valor de la correlación, y esta influencia puede provocar una incorrecta estimación del vector de velocidad de la precipitación.

Partiendo de los datos de radar disponibles en ambos dominios es complejo avanzar en aplicar técnicas para corregir los demás errores que afectan las medidas del radar ya que en muchos casos requeriría disponer de la información volumétrica de los radares (y este caso únicamente se tiene el PPI más bajo de cada radar para el dominio español o el mosaico 2D de radar para el dominio centroeuropeo).

Debido a lo anterior, las áreas de verificación en ambos dominios se seleccionaron de tal forma que se presentaran la menor cantidad de zonas problemáticas y se eligieron casos de estudio que no estuvieran afectados por la banda brillante en las áreas de verificación.

Adicionalmente, debido a los problemas que se estaban presentando en la estimación de los campos de velocidad de la precipitación debido a áreas con problemas, se ha realizado un estudio en los dos mosaicos de precipitación, para determinar las zonas problemáticas donde constantemente se presentan ecos de suelo no corregidos, zonas apantalladas y zonas de precipitación que usualmente son eliminadas por las técnicas de eliminación de los ecos de terreno, que en realidad no debieron ser eliminadas. En la sección B.3 se presenta la metodología utilizada para determinar las áreas con errores en los dos mosaicos. Finalmente, antes de realizar el proceso de estimación de los campos de velocidad de la precipitación, se marcan como datos no válidos las zonas problemáticas que podrían causar estimaciones incorrectas en los campos de velocidades de la precipitación y dichas zonas no son tenidas en cuenta por el TREC al momento de estimar los campos de velocidad de la precipitación.

En cuando a la resolución del campo de velocidades de la precipitación, se ha realizado un estudio utilizando diferentes resoluciones. En la Tabla 2.1 se presenta la verificación en términos de CSI (ver Apéndice C.1) de la precipitación prevista con la técnica de extrapolación usando diferentes resoluciones para el campo de velocidades de la precipitación. Se ha encontrado que utilizando una resolución de $25 \times 25 \text{ km}^2$ se obtienen los mejores resultados.

Tabla 2.1 Verificación en términos de CSI de la extrapolación dependiendo de la resolución del campo de velocidades

Tiempo de previsión	Resolución del campo de velocidades (km ²)		
	50x50	25x25	12.5x12.5
1	0.71	0.72	0.72
2	0.47	0.48	0.48
3	0.36	0.37	0.36
4	0.28	0.29	0.27
5	0.22	0.24	0.21
6	0.18	0.20	0.17

La técnica de extrapolación proporciona previsiones en forma de reflectividad instantánea y acumulaciones horarias de precipitación. En este estudio nos centramos en el análisis de las segundas debido a que en los siguientes capítulos se realizará una comparación con las previsiones de modelos meteorológicos (que proporcionan previsiones de precipitación acumulada horaria) y luego se presentaran varias metodologías para combinarlas. Con el fin de proporcionar previsiones de lluvia acumulada horaria, el proceso de advección se realiza por medio de la ecuación 2.6, utilizando el campo de intensidad de lluvia minutal R , generado a través de la conversión a intensidad de lluvia de los mosaicos de reflectividad radar. La advección se realiza para cada uno de los próximos 360 minutos de previsión, y se suman los campos advectados de intensidad minutal en bloques de 60 minutos, para obtener las previsiones de precipitación acumulada horaria.

2.4 Resultados y análisis

En esta sección se presentan el análisis de los resultados obtenidos con dicha técnica de extrapolación utilizando algunos de los episodios analizados, mostrando sus fortalezas y limitaciones en diferentes situaciones meteorológicas. Este análisis incluye tanto una

descripción visual y cualitativa de las previsiones, como una verificación cuantitativa de las mismas.

Para evaluar la calidad de las previsiones de la técnica de extrapolación se realiza la verificación utilizando como referencia las acumulaciones de precipitación horaria (obtenidas a partir de los campos de reflectividad de los mosaicos radar) y utilizando unas métricas de evaluación que son presentadas en la sección C.1.

2.4.1 Caso del 07/07/2011 sobre el dominio centroeuropeo

En este primer ejemplo de los resultados de la técnica de extrapolación de datos radar se utiliza un episodio de verano, el cual presenta un sistema de precipitación principal que se forma al norte del Macizo Central en Francia y que empieza a dirigirse al Noreste. El sistema crece tanto en área como en intensidades después de las 1300 UTC pasando sobre la Alemania Media y la meseta Bávara. Adicionalmente también se registraron algunos sistemas convectivos en los Alpes. En la Figura 2.4 se presentan las observaciones de precipitación horaria para las horas impares de dicho episodio entre las 1100 y las 2100 UTC. Además, se presenta el campo de velocidades de precipitación estimado para el mismo instante de tiempo.

Con este episodio se pretende analizar la capacidad de la técnica de extrapolación para realizar una correcta estimación del campo de velocidades de la precipitación en condiciones donde se presentan grandes sistemas de precipitación y con pocas variaciones en la evolución temporal de la dirección y velocidad de la precipitación.

Las estimaciones del campo de velocidades de la precipitación presentadas en la Figura 2.4, muestran como la dirección y velocidad de la precipitación son similares en casi toda el área de estudio y hay pocas variaciones de esta tendencia durante el episodio.

En la Figura 2.5 se presentan los campos de precipitación prevista con la técnica de extrapolación en dos instantes de tiempo de este episodio, a las 1300 y 1500 UTC (segunda y tercera columna respectivamente). Para fines comparativos en la primera

columna se presentan los campos de precipitación observados a las 1400, 1600, 1800 y 2000 UTC. Nótese que los campos (observados o previstos) mostrados en una misma fila corresponden a un mismo instante de tiempo y su diferencia corresponde con la antelación con el que han sido previstos.

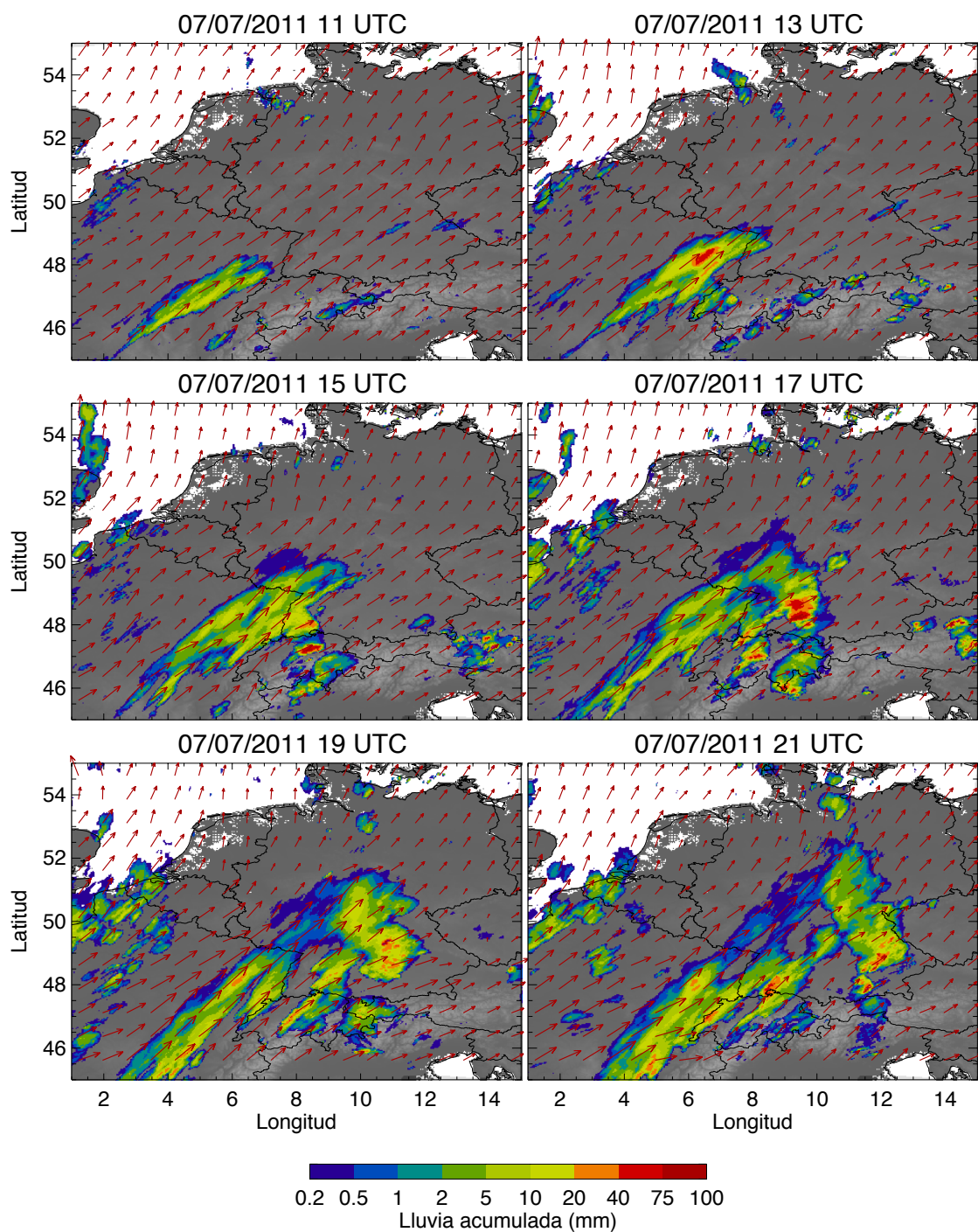


Figura 2.4. Acumulaciones horarias de precipitación observada para el 07/07/2011 entre las 11 UTC y las 21 UTC (horas impares). En cada instante de tiempo se muestra el campo de velocidades de la precipitación estimado para ese instante de tiempo.

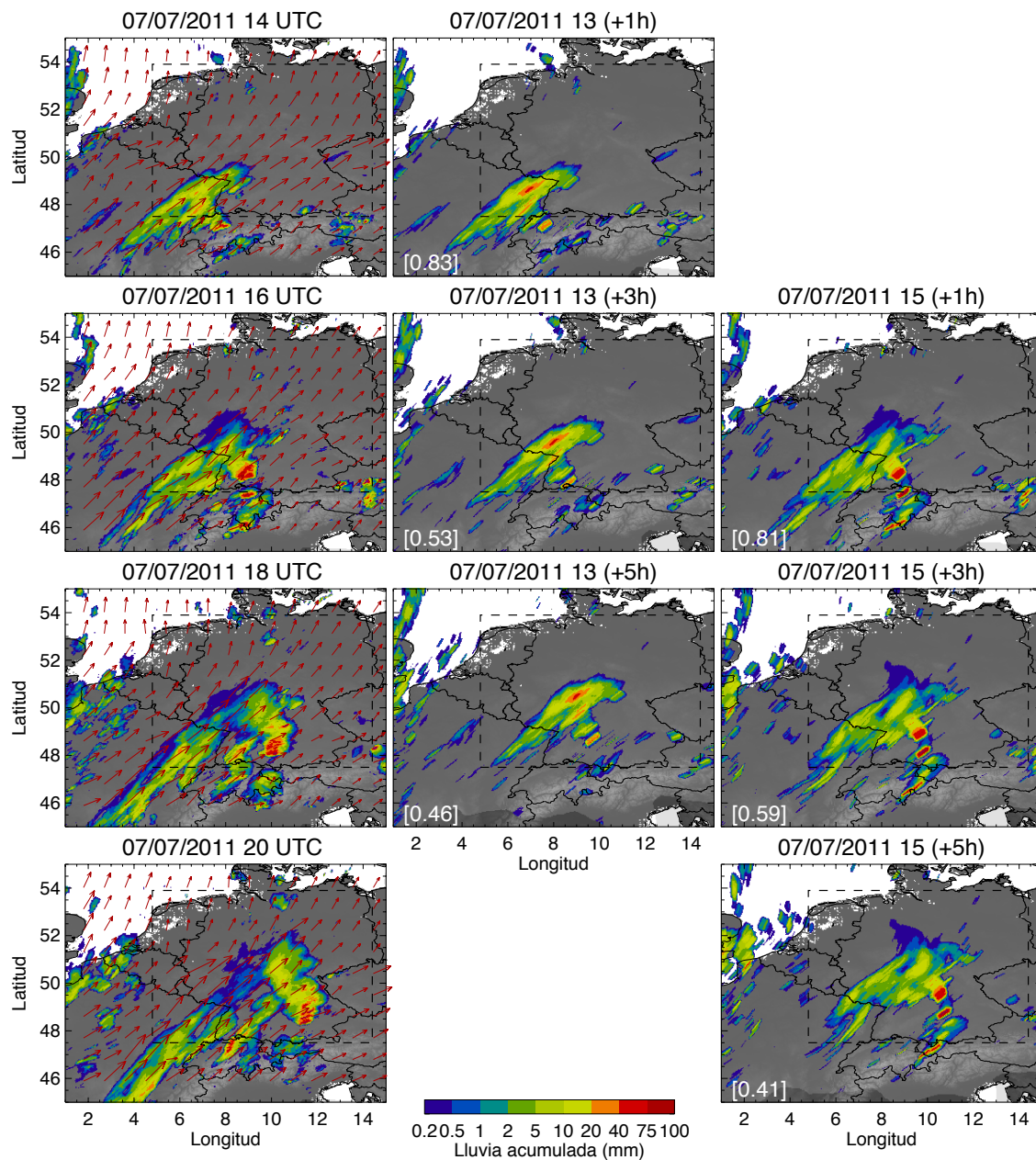


Figura 2.5. En la primera columna se presentan las acumulaciones horarias observadas el 7 de julio 2011 para las 1400, 1600, 1800 y 2000 UTC. En la segunda y tercera columna se presentan la primera, tercera y quinta hora de previsión de la técnica de extrapolación realizadas con las observaciones disponibles las 1300 y 1500 UTC. El título de las previsiones corresponde con el instante en que se ha realizado la extrapolación y el tiempo de previsión, que se representa entre paréntesis. Las acumulaciones en cada fila corresponden a la misma hora. En la primera columna también se presenta la estimación del campo de velocidades de la precipitación. Los números entre corchetes en la esquina inferior izquierda de las previsiones corresponden con el valor del CSI calculado para un umbral de 0.2 mm y dentro de la región de verificación, la cual es demarcada por la línea punteada.

Al analizar la primera hora de previsión en ambos ejemplos (1300 y 1500 UTC), se puede observar que la localización del sistema de precipitación principal ha sido acertada y se obtienen valores de CSI mayores al 80% (el CSI se presenta en la esquina inferior izquierda de cada previsión). Para la tercera hora de previsión, la localización del sistema principal sigue siendo acertada, pero el crecimiento del área de precipitación, que no es modelizado por la técnica de extrapolación, provoca un aumento de la cantidad de omisiones y por lo tanto el valor del CSI disminuye, quedando con valores de 53% y 59%. Para la quinta hora de previsión, el crecimiento y decrecimiento de la precipitación hacen que aumenten las omisiones y las falsas alarmas, provocando que el valor del CSI disminuya aún más para quedar con valores de 46% y 41%.

En la Figura 2.6 se presenta la verificación de las previsiones de la técnica de extrapolación para todo el episodio en términos de CSI, POD, FAR, Correlación y RMSE. El CSI, POD y FAR se calculan utilizando un umbral de lluvia de 0.2 mm.

La calidad de las previsiones para la primera hora presenta valores altos de verificación (CSI > 75%, POD > 85%, FAR < 15%, Correlación > 0.7 y RMSE < 2.5mm). Entre la primera y la segunda hora se aprecia una disminución importante en la calidad de la previsión. A partir de la segunda hora de previsión, la disminución de la calidad de la previsión disminuye casi de forma lineal con el tiempo de previsión. Para la sexta hora, la calidad de las previsiones es muy baja (CSI < 35%, POD < 50%, FAR > 50%, Correlación < 0.15 y RMSE > 4mm). Esto se debe a que el algoritmo de extrapolación utiliza como punto de partida el campo de lluvia observado y debido a la evolución de la precipitación, (principalmente al crecimiento y decrecimiento), que no es modelizada por la técnica de extrapolación, se produce una reducción significativa de los valores de las métricas de verificación. Lo anterior va en concordancia con lo que apuntaron Golding (1998) y Mandapaka et al. (2011), quienes afirman que la disminución de la calidad de las previsiones a medida que aumenta el tiempo de previsión, es un reflejo de que en un sistema caótico como es la lluvia, es inevitable la pérdida de información con el tiempo de previsión.

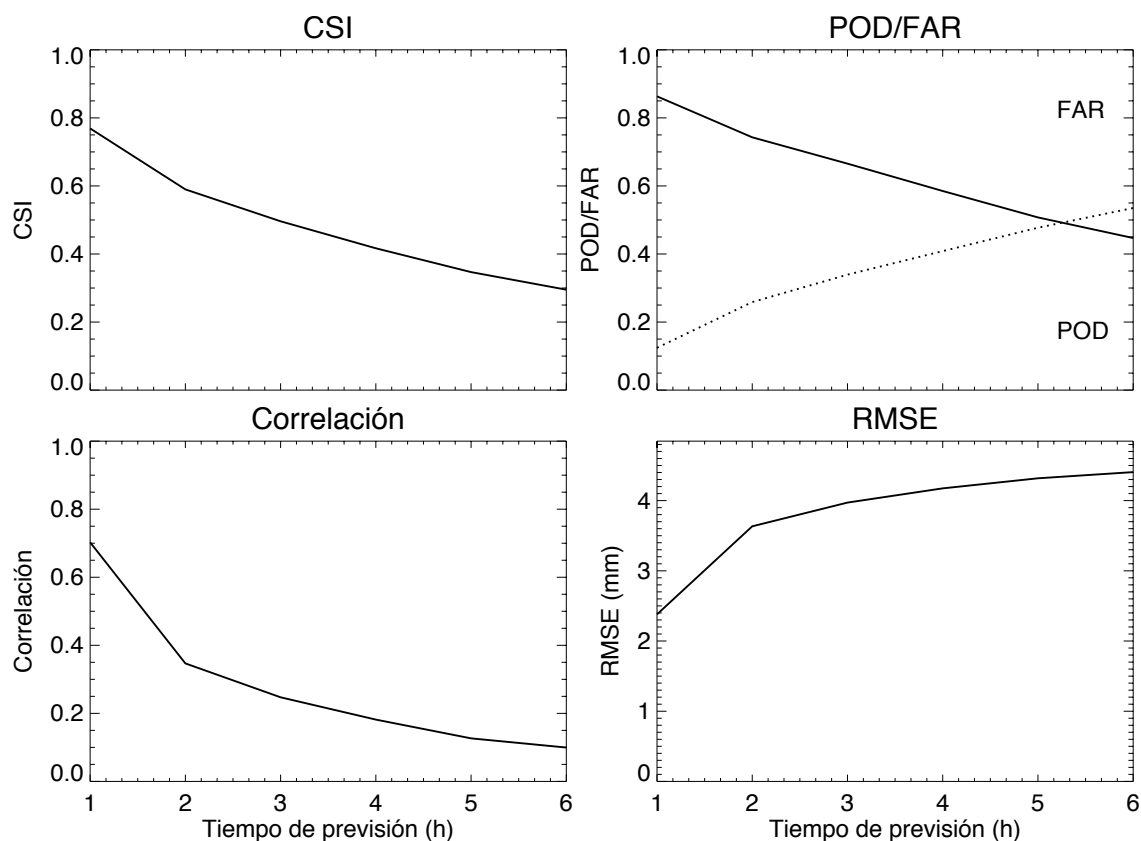


Figura 2.6. Verificación en términos de CSI, POD, FAR, Correlación y RMSE para el evento del 07/07/2011. El CSI, POD y FAR fueron calculados usando un umbral de lluvia de 0.2 mm.

Al comparar la evolución de la correlación y del CSI a medida que aumenta el tiempo de previsión se notan ciertas diferencias. Mientras para CSI el decrecimiento es casi lineal, el de la correlación es muy abrupto entre la primera y segunda hora de pronóstico. Esta diferencia se debe principalmente a que la correlación es sensible a las intensidades de la precipitación. Particularmente, en este episodio, donde hay núcleos convectivos con acumulaciones horarias entre 75 y 80 mm, el crecimiento y decrecimiento rápido de núcleos convectivos disminuye los valores de la correlación, debido a que los errores en la localización de la lluvia se traducen en una doble penalización en los valores de esta métrica.

Finalmente, cabe resaltar que el punto de cruce entre el POD y el FAR está cerca de la quinta hora de previsión, indicando que a partir de este instante la probabilidad de acierto se vuelve menor a la probabilidad de encontrar previsiones que en realidad no ocurren, por lo tanto, más allá de este punto de cruce las previsiones no son confiables.

2.4.2 Caso del 23/04/2011 sobre el dominio español

En este episodio se presentan varios sistemas de precipitación dispersa sobre la Península Ibérica realizando un movimiento rotatorio, mientras que en la cara sur de los Pirineos la precipitación es más estática. Entre las 1400 y las 1700 UTC aumenta el área de lluvia y aparecen nuevos sistemas de precipitación, principalmente al sur de la Cordillera Cantábrica. A partir de las 1800 UTC, la precipitación empieza a decrecer (ver Figura 2.7).

El presente episodio se pretende analizar la capacidad de la técnica de extrapolación de realizar previsiones de precipitación en situaciones donde ésta realiza movimientos de rotación.

En la Figura 2.8 se presentan los campos de precipitación prevista con la técnica de extrapolación en dos instantes de tiempo de este episodio, a las 1200 y 1400 UTC. En este segundo ejemplo se puede observar que el algoritmo de cálculo de los campos de velocidad de la precipitación parece estimar apropiadamente el movimiento rotatorio de la precipitación y al realizar una advección semi-Lagrangiana, la rotación que se aprecia en las observaciones es reproducida por la técnica de extrapolación.

Al comparar las observaciones con las correspondientes previsiones de la técnica de extrapolación realizada a las 1200 UTC (primera y segunda columnas de la Figura 2.8 respectivamente) se observa como la precipitación que había a las 1200 UTC parece haber sido advectada correctamente, sobre todo en la primera hora de pronóstico, obteniéndose un valor de CSI de 62%. Para la tercera hora de previsión, se observa un crecimiento de la precipitación que provoca una disminución de la calidad de las previsiones (CSI de 26%). Para la quinta hora de previsión, una mezcla entre el crecimiento de la precipitación, que inició cerca de las 1500 UTC, y el decrecimiento de la precipitación que había a las 1200 UTC, hacen que disminuya aún más la calidad de la previsión (CSI de 15%).

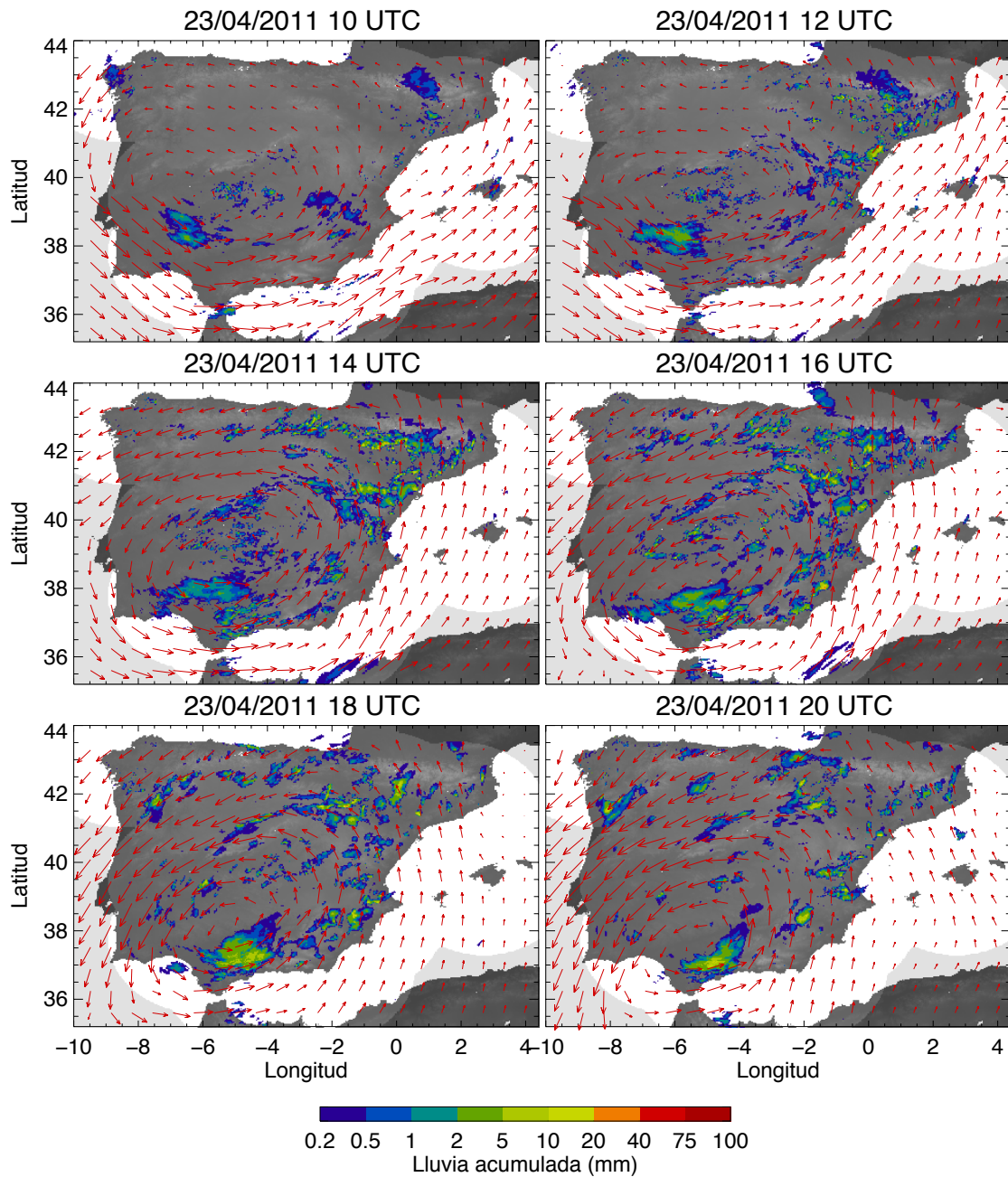


Figura 2.7. Como en la Figura 2.4 pero para el 23/04/2011 entre las 10 UTC y las 20 UTC.

De la misma forma, al comparar las observaciones con las previsiones realizadas a las 1400 UTC (primera y tercera columna de la Figura 2.8 respectivamente), se observa cómo, en esta ocasión, el decrecimiento de la precipitación es el que provoca que disminuya la calidad de la previsión ya que el área de precipitación observada a las 1700 y las 1900 UTC es menor a la que se observó las 1400 UTC, provocando que el CSI sea de 26% y 17% para la tercera y quinta hora de previsión.

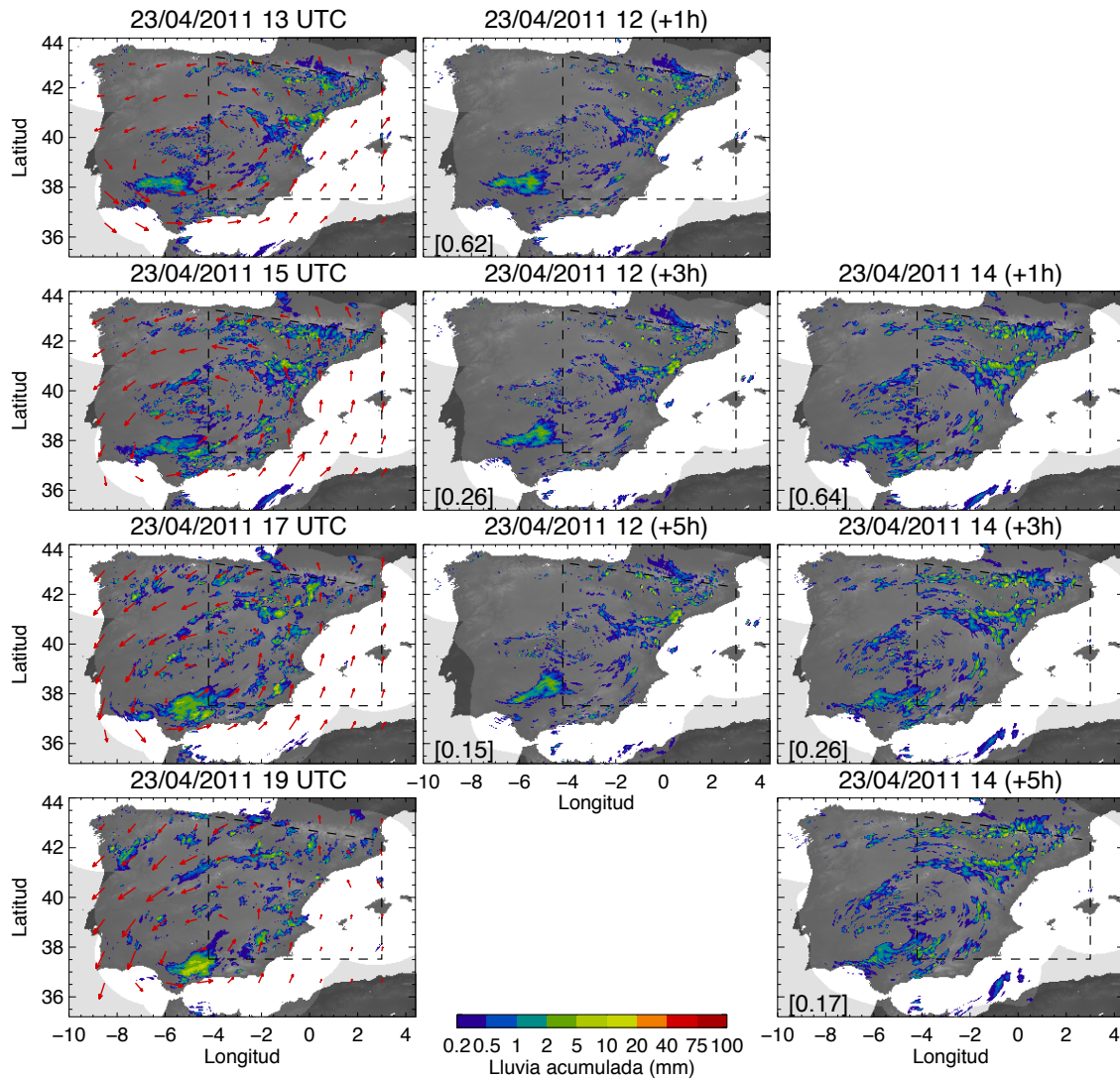


Figura 2.8. Como en la Figura 2.5 pero las acumulaciones horarias observadas son el 23/04/2011 para las 1300, 1500, 1700 y 1900 UTC y las previsiones de la técnica de extrapolación son realizadas con información de las 12h y 14h del mismo día.

En la Figura 2.9 se presenta la verificación de las previsiones de la técnica de extrapolación en términos de CSI, POD, FAR, Correlación y RMSE. Los valores de las métricas de verificación son altos para la primera hora de previsión (CSI > 60%, POD > 75%, FAR < 25%, Correlación > 0.8 y RMSE < 0.4mm), y al igual que en el ejemplo anterior, éstos decrecen a medida que aumenta el tiempo de previsión (CSI < 20%, POD < 25%, FAR > 70%, Correlación < 0.2 y RMSE > 0.75mm para la sexta hora de previsión). En este episodio, las métricas de verificación decrecen relativamente rápido debido a que los cambios en la precipitación, en cuanto a su crecimiento y decrecimiento, ocurren mucho más rápidamente que en el episodio anterior.

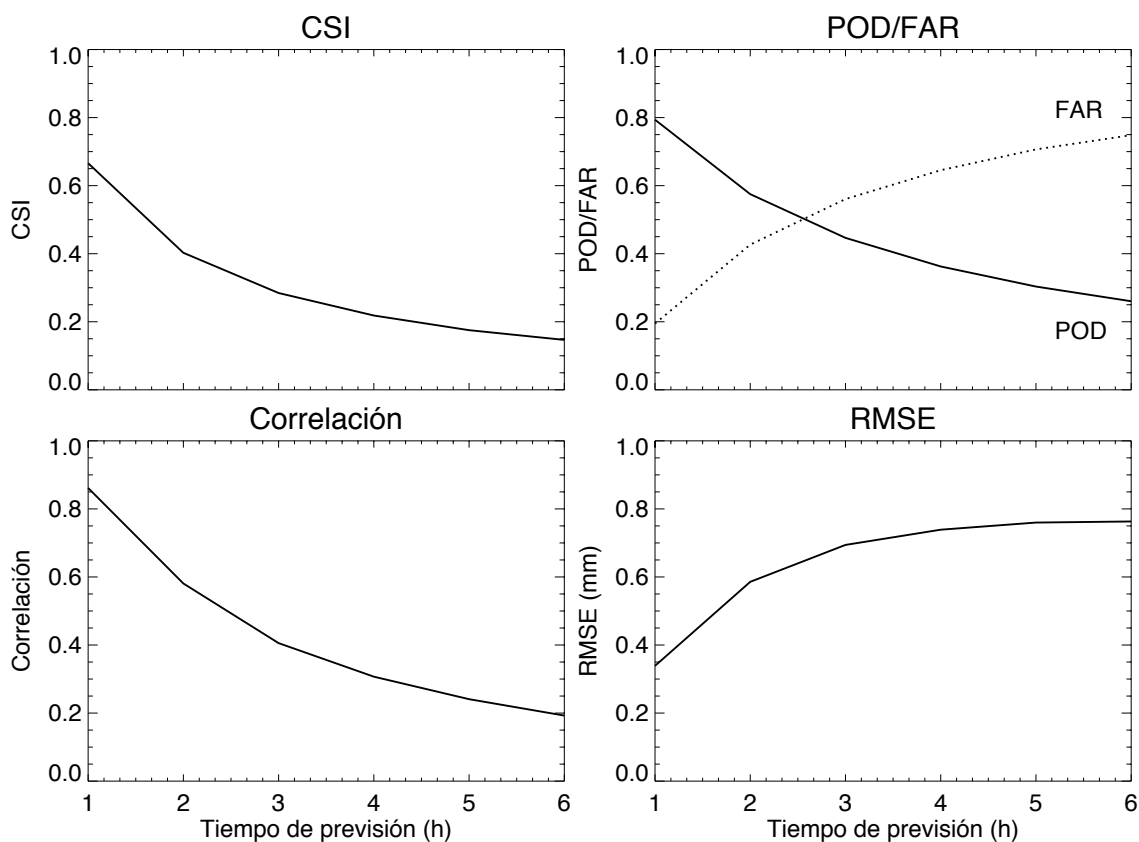


Figura 2.9. Como en la Figura 2.6 pero para el episodio del 23/04/2011.

Al comparar los resultados obtenidos en este episodio con el episodio anterior, encontramos que los valores de CSI y POD son más bajos y los valores de FAR más altos, lo cual se debe principalmente a que, cuanto más fragmentada es la lluvia, es más difícil tener un acierto debido a la gran cantidad de pequeños errores en la correcta localización de la lluvia por parte de la técnica de extrapolación.

Por otro lado, cabe resaltar los valores de la correlación son mayores a los valores de correlación del episodio anterior debido a que los sistemas de precipitación tuvieron una intensidad menor.

Adicionalmente, se ha encontrado que el punto de cruce entre el POD y el FAR para un umbral de 0.2 mm, está entre la segunda y tercera hora de previsión, instante a partir del cual la probabilidad de acertar se vuelve menor a la probabilidad de encontrar previsiones que en realidad no ocurren. En el episodio anterior este punto de cruce se

produjo después de la quinta hora de previsión, mostrando de cierto modo, que la predictibilidad de este episodio es menor que la del episodio anterior.

Los resultados obtenidos para este episodio son similares a los mostrados por Germann y Zawadzki (2002), en su ejemplo del 25/05/2001, donde también se presenta precipitación fragmentada sobre el dominio con un movimiento rotatorio (ver Fig. 4 en Germann y Zawadzki 2002). Las métricas de verificación no se pueden comparar directamente, ya que sus previsiones son de intensidad de lluvia instantánea y en este trabajo se realizan previsiones de precipitación acumulada en una hora. Teniendo en cuenta que los valores de las métricas no se pueden comparar directamente, los valores de CSI, POD y FAR presentan comportamientos similares (en dicho estudio utilizaron un umbral de 0.1 mm), resaltando que el punto de cruce entre el POD y el FAR también está entre la segunda y tercera hora de previsión (ver Figura 13 en Germann y Zawadzki 2002).

2.4.3 Caso del 21/04/2011 sobre el dominio español

Episodio de primavera donde un sistema de precipitación provocado por un frente se dirige hacia el Noreste. Al este de la masa principal de lluvia se observan otros sistemas de precipitación que se dirigen en dirección norte. A medida que el frente avanza, los campos de velocidad de la precipitación cambian: en las zonas donde antes la precipitación se dirigía al norte, cambia su dirección hacia el Noreste (ver Figura 2.10).

Este episodio permite analizar las limitaciones de la técnica de extrapolación de datos radar cuando se presentan cambios significativos de la dirección y velocidad de la precipitación. En la Figura 2.10 se puede apreciar claramente los cambios en la dirección en la que se propaga la precipitación a medida que avanza el episodio. La extrapolación no tiene forma de anticipar dicha evolución, por lo tanto, se producen errores en la localización de las previsiones.

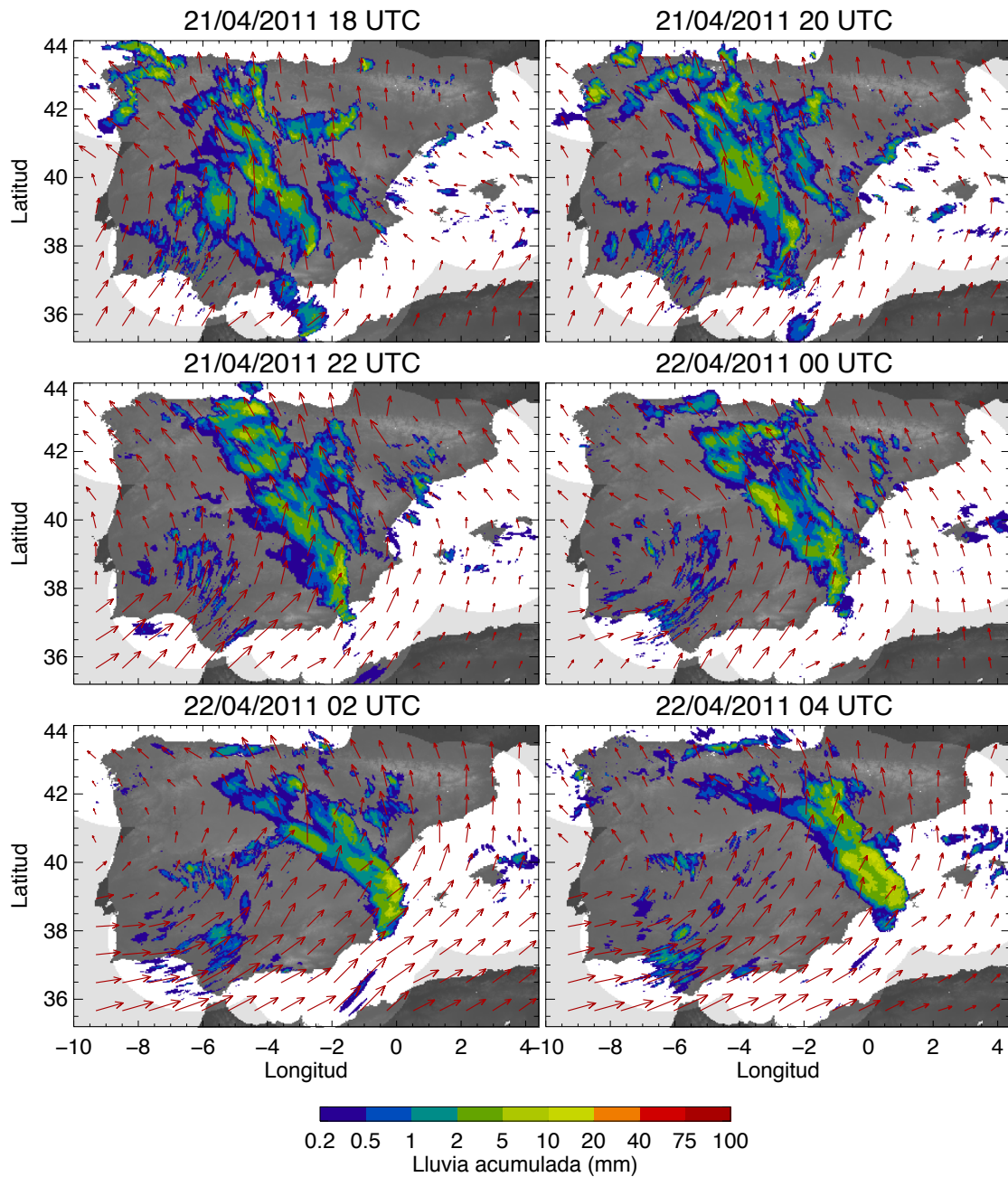


Figura 2.10. Como en la Figura 2.4 pero entre el 21/04/2014 a las 1800 UTC y el 22/04/2014 a las 0400 UTC.

En la Figura 2.11 se presentan las extrapolaciones realizadas a las 2000 y 2200 UTC. Al comparar las previsiones con las respectivas observaciones, se puede apreciar que la localización de las previsiones es incorrecta, principalmente para tiempos de previsión mayores a tres horas. Este error en la localización de la precipitación es provocado por que hay un cambio en la dirección de la precipitación. Al adveccionar los campos observados, cuando el sistema principal de lluvia llega a las zonas donde la precipitación se dirigía hacia el norte, el algoritmo de advección continúa dirigiendo

este sistema hacia el norte, en vez de hacia el Noreste. Es así como, en el presente episodio, la principal fuente de error parece estar asociada a la evolución temporal en los campos de velocidad de la precipitación.

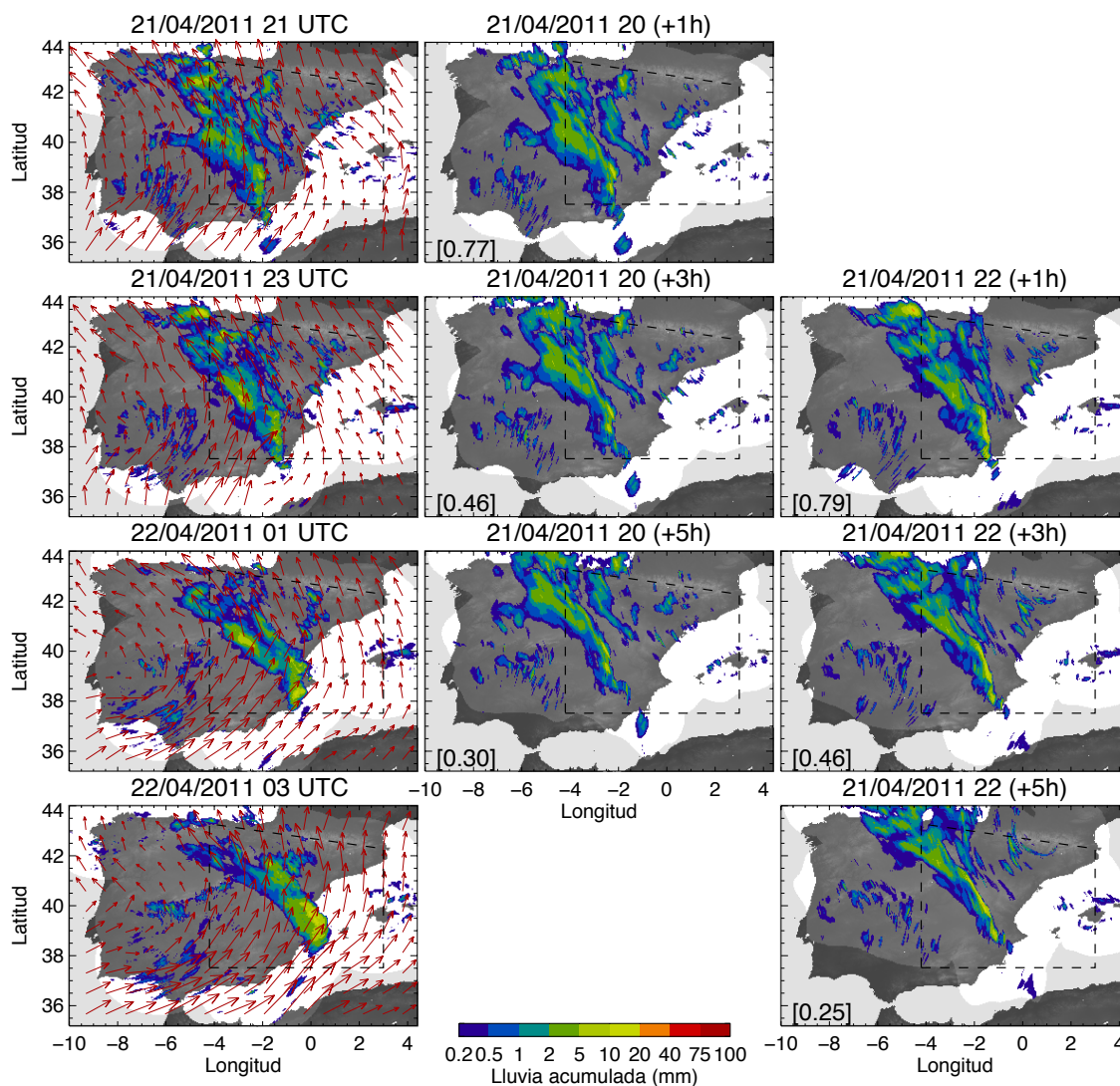


Figura 2.11. Como en la Figura 2.5 pero las acumulaciones horarias observadas van desde el 21/04/2011 a las 2100 UTC hasta el 22/04/2011 a las 0300 UTC y las previsiones de la técnica de extrapolación son realizadas con información de las 2000 y 2200 UTC del primer día.

Algunos autores han intentado incluir una componente que contemple la incertidumbre del uso de un campo de velocidades estacionario (Bowler et al. 2006). Por otro lado, Berenguer et al (2005) y Germann et al. (2006) mostraron que no se producen mejoras significativas al utilizar el mejor campo de velocidades posible. Esto ocurre debido a que usualmente los cambios en los patrones de movimiento de la precipitación no son

abruptos, poniendo de manifiesto que el uso de un solo campo de velocidades para realizar la extrapolación, es una limitación sólo en unos pocos casos.

En la Figura 2.12 se presenta la verificación de las previsiones de la técnica de extrapolación para el episodio del 21/04/2011. En la verificación del presente caso de estudio, se esperaban valores de CSI, POD y FAR similares a los encontrados en el primer episodio, ya que la precipitación no está muy dispersa y el área de lluvia es grande. Sin embargo, el cambio en el tiempo de los campos en la velocidad de la precipitación (de tendencia general Norte pasa a Noroeste), hace que las previsiones estén mal localizadas, provocando que disminuyan rápidamente los aciertos y aumenten rápidamente las omisiones.

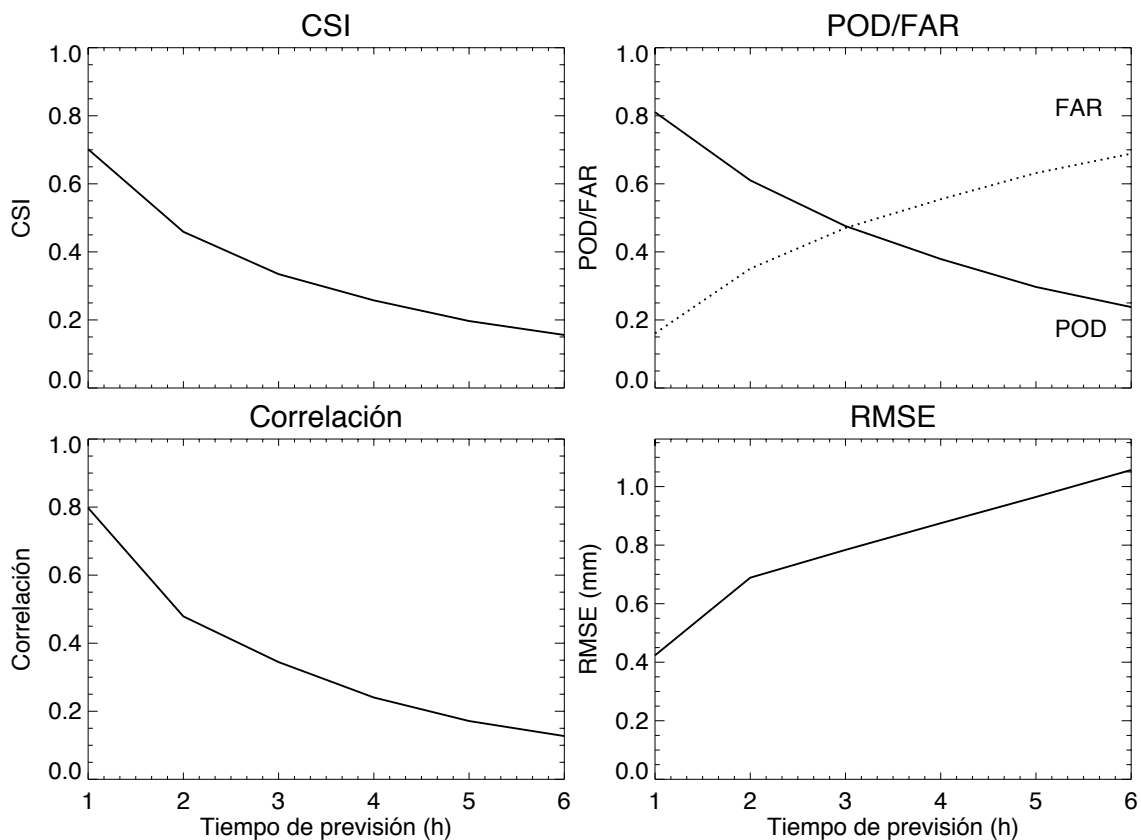


Figura 2.12. Como en la Figura 2.6 pero para el episodio del 21/04/2011.

2.4.4 Caso del 12/05/2011 sobre el dominio español

Episodio de verano, en donde diferentes sistemas de precipitación principalmente convectiva crecen en el área de la Submeseta Sur, los Pirineos, la cordillera Cantábrica y en la cara Noroeste del Sistema Ibérico durante las horas de la tarde. Inicialmente, un sistema que se genera en la Submeseta Sur, va creciendo en área de lluvia e intensidades mientras se dirige en dirección Noreste. Cuando llega a la cara sur del Sistema Ibérico cerca de las 1400 UTC, se une con una precipitación que se generó en la cara norte del Sistema Central. A partir de las 1800 UTC este sistema de precipitación empieza a decrecer, tanto en área como en intensidades. Paralelamente, entre las 1100 y 2000 UTC, en la cara sur de los Pirineos, varios núcleos convectivos crecen y decrecen rápidamente. Entre las 1300 y las 2100 UTC varios núcleos de precipitación convectiva muy estática se presenta en la cara sur de la cordillera Cantábrica (ver Figura 2.13).

Con este episodio se pretende analizar los resultados de la extrapolación cuando se presentan simultáneamente diferentes sistemas de precipitación con patrones de movimiento diferente, donde la orografía tiene un impacto significativo en la dinámica de la lluvia en algunas zonas y donde el tiempo de vida de los sistemas de precipitación es corto.

El sistema de precipitación que crece en la Submeseta Sur y que llega hasta el Sistema Ibérico se mueve en dirección Noreste. Los núcleos que se forman en la cara norte del Sistema Central y en la cara sur de la Cordillera Cantábrica son más estáticos. Por otro lado, en los Pirineos se forman sistemas de precipitación que tienen la tendencia a moverse en dirección este, a la vez que crecen núcleos convectivos, que son más estáticos y en algunos instantes se mueven en direcciones diferentes a las del movimiento del sistema de lluvia principal.

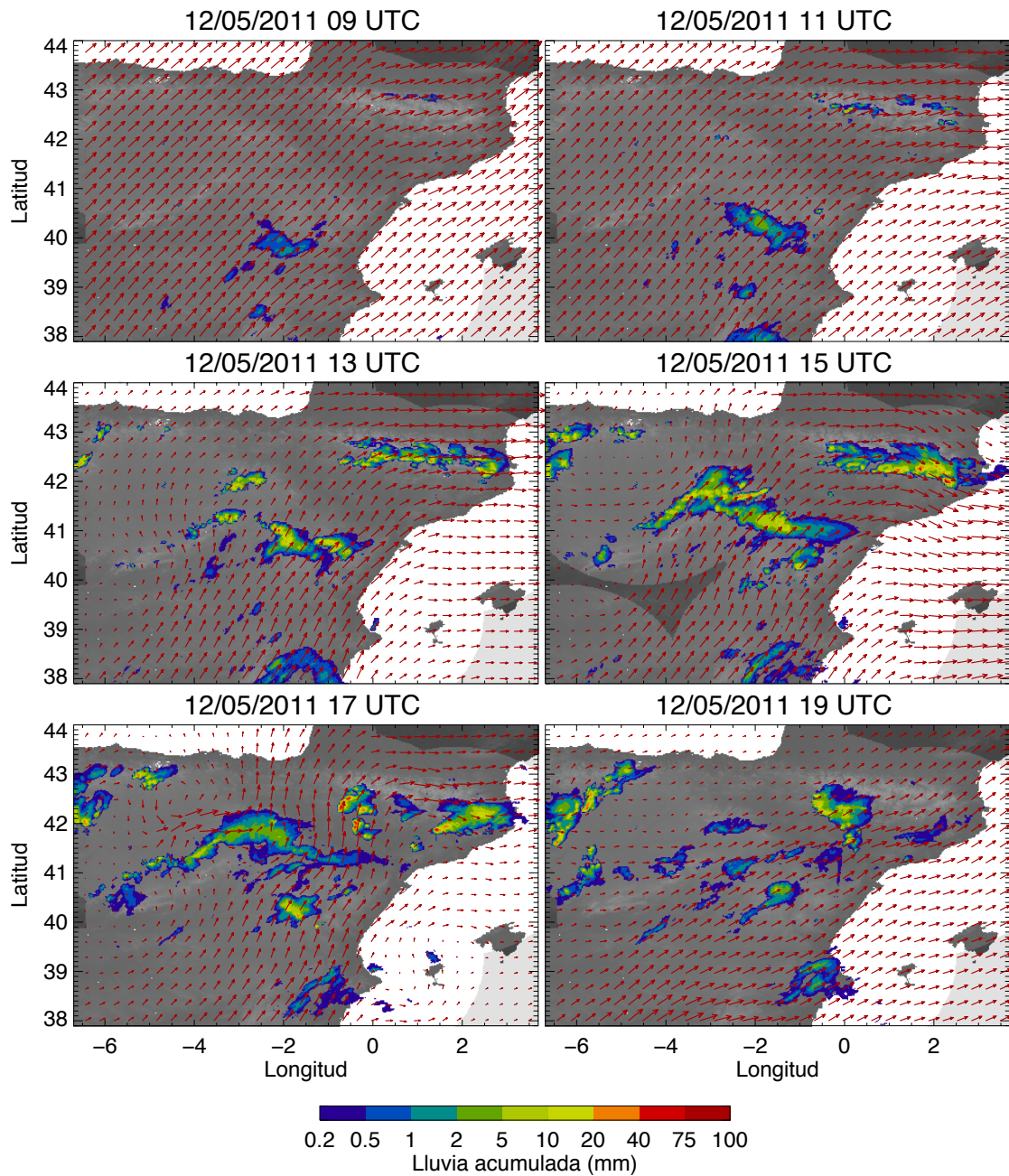


Figura 2.13. Como en la Figura 2.4 pero para el episodio del 12/05/2011 entre las 1100 y las 1900 UTC.

En este tipo de episodios la resolución del campo de velocidades de la precipitación es fundamental, ya que si se usan resoluciones gruesas se pueden cometer errores importantes en la localización prevista de los núcleos convectivos. En la Figura 2.13, a las 1500 y 1700 UTC, se puede observar como la precipitación en la cara sur de la Cordillera Cantábrica y en la cara norte del Sistema Central es muy estática. En los Pirineos, entre las 1600 y las 1700 UTC un núcleo convectivo se empezó a desplazar hacia el sur, mientras el sistema de precipitación donde estaba embebido lo hacía en

dirección este. Las estimaciones de las magnitudes de la velocidad de la precipitación en las zonas aledañas a este núcleo convectivo fueron cercanas a cero. Esto se debe a que el COTREC ha eliminado la discontinuidad disminuyendo la magnitud de la velocidad en dicha zona.

En la Figura 2.14 se presentan dos ejemplos de la precipitación prevista con la técnica de extrapolación a las 1100 y 1300 UTC. En las previsiones mostradas en esta figura, la principal limitación de la técnica de previsión es el crecimiento y decrecimiento de la precipitación, ya que en las horas de la mañana (antes de las 1300 UTC) hay poca precipitación, entre las 1600 y las 2000 UTC se tiene el máximo de área de precipitación, y después de las 2100 UTC ésta empieza a decrecer. Este crecimiento y decrecimiento de la precipitación hacen que, al realizar la advección, las previsiones tengan, en términos generales, la misma área e intensidades del momento en que se realiza la previsión, mientras que en realidad éstas cambian.

Otra de las limitaciones de la técnica de extrapolación, es la advección de precipitación sobre obstáculos naturales. En algunos casos, como por ejemplo en las previsiones de las 1100 UTC (segunda columna), el algoritmo de extrapolación hace que la precipitación pase por encima de los Pirineos, pero en realidad éstos funcionan como barrera natural de la precipitación y por lo tanto la precipitación decrece y no atraviesa el obstáculo natural.

Tanto el crecimiento y decrecimiento de la precipitación, como la incorrecta localización de la precipitación hacen que la calidad de las previsiones disminuya rápidamente a medida que aumenta el tiempo de previsión (ver Figura 2.15).

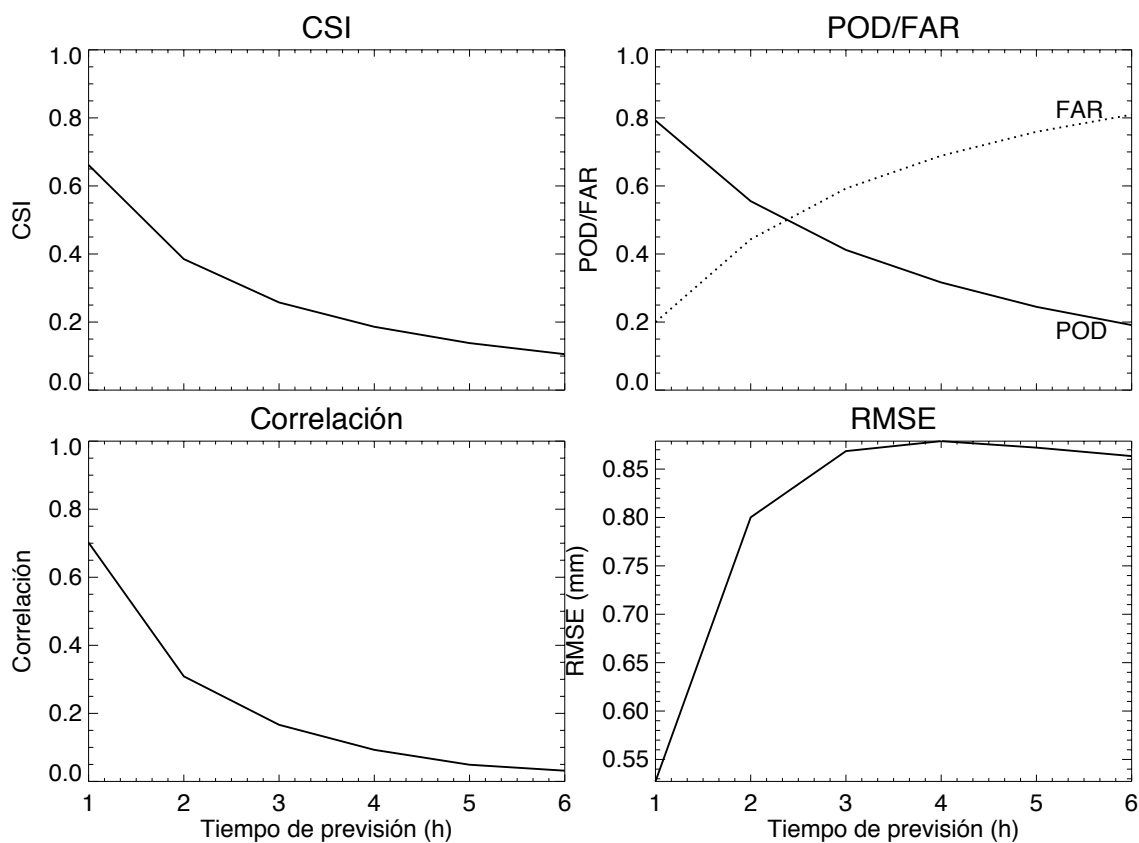


Figura 2.15. Como en la Figura 2.6 pero para el episodio del 12/05/2011

2.4.5 Verificación de todos los episodios

En las Figuras 2.16 y 2.17 se presenta la evolución del CSI, para cada una de las horas de previsión (líneas sólidas de colores), dependiendo del episodio. Adicionalmente se presenta el porcentaje de cobertura de lluvia durante todo el episodio.

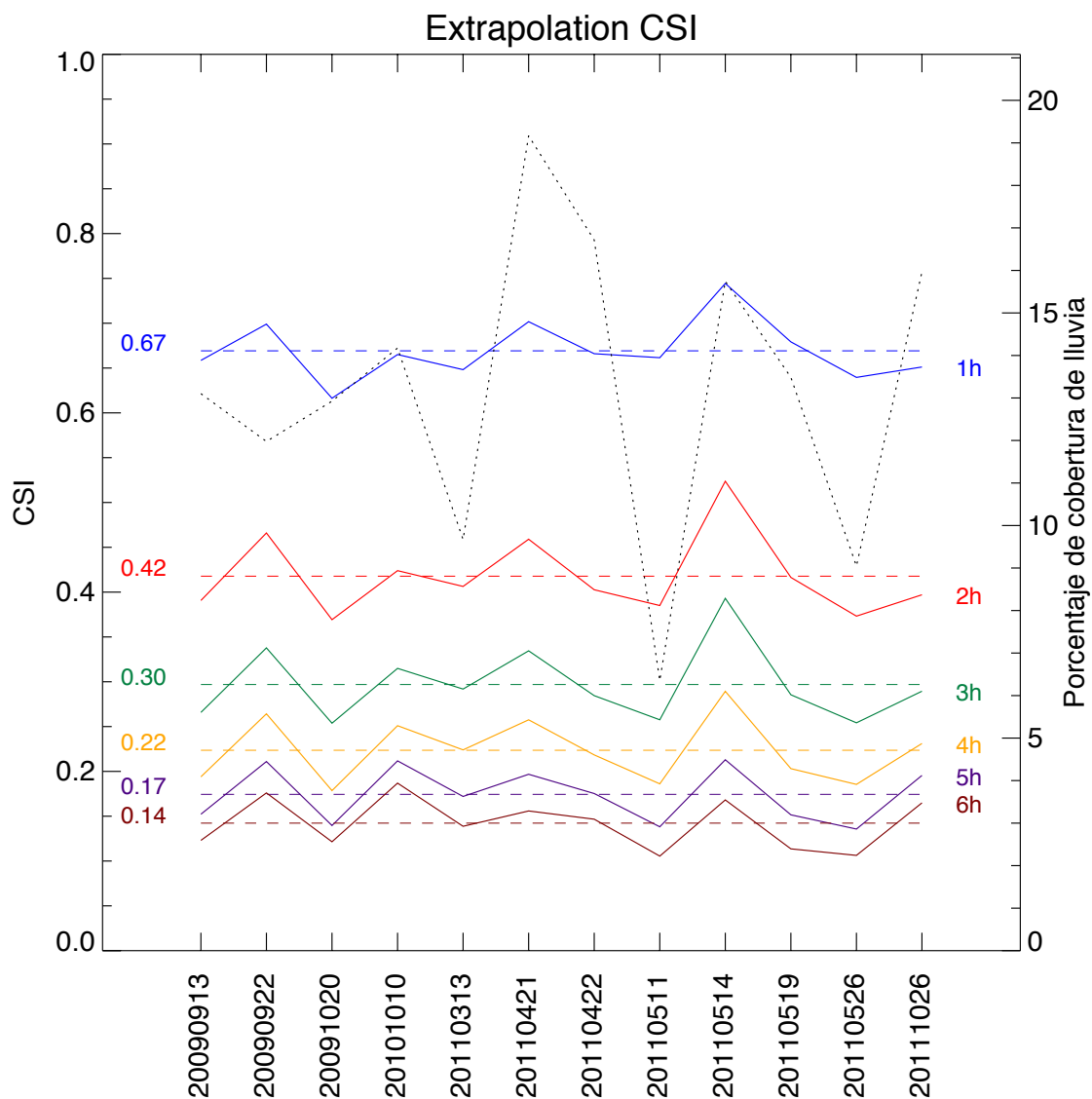


Figura 2.16. CSI para cada uno de los episodios sobre el dominio español y para las diferentes horas de previsión (líneas continuas para las diferentes horas de previsión - primera: azul, segunda: roja, tercera: verde, cuarta: amarilla, quinta: violeta, sexta: marrón). Las líneas discontinuas de colores representan el CSI promedio de cada hora de previsión para todos los episodios. La línea punteada negra corresponde con el porcentaje de cobertura de lluvia de cada episodio.

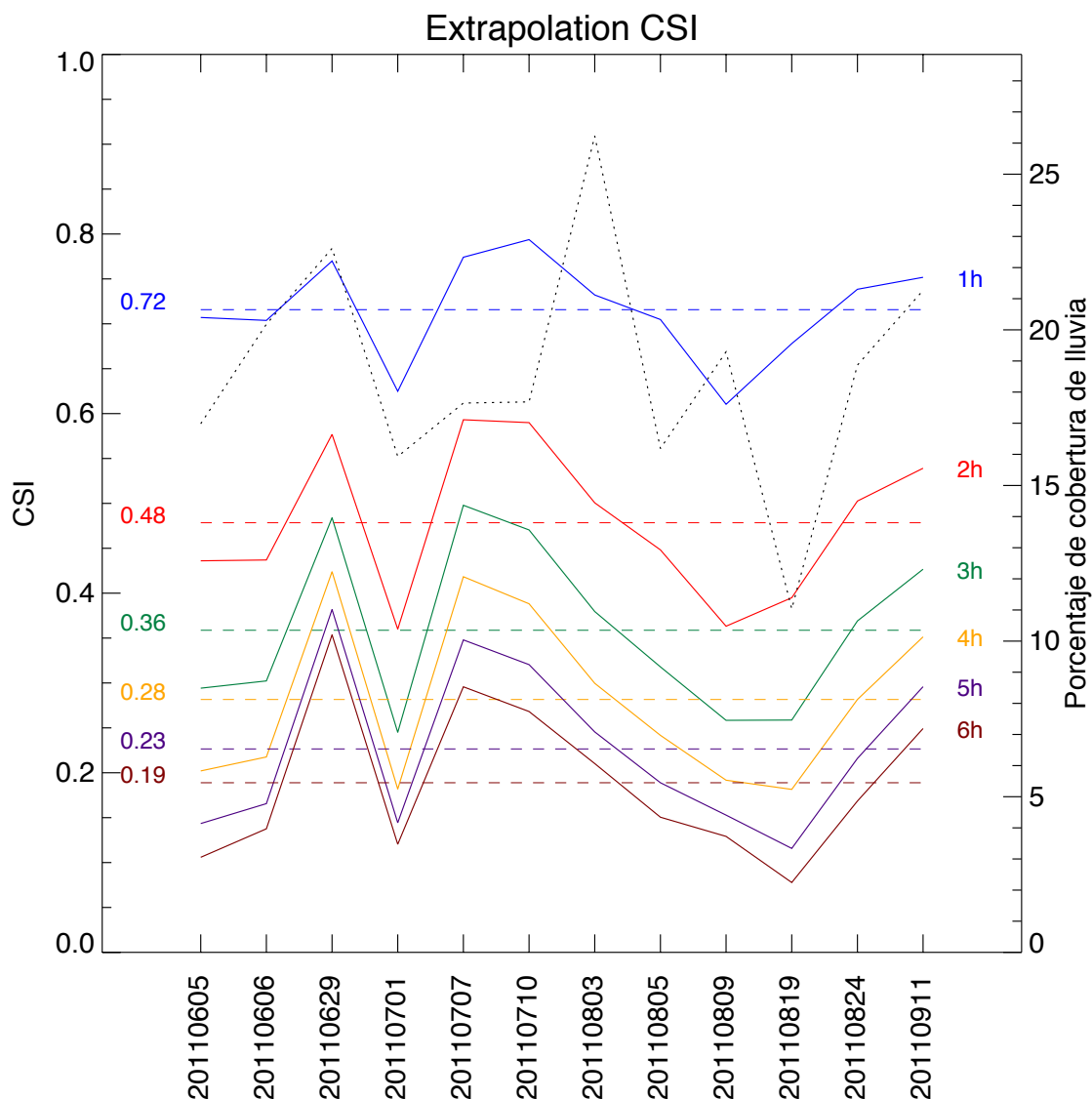


Figura 2.17 Como en la Figura 2.16, pero para los episodios del dominio centroeuropeo.

Al comparar los resultados sobre los dos dominios, en promedio, la calidad de la precipitación prevista con la extrapolación es entre un 5% y un 6% más alta en el centroeuropeo (en términos de CSI). Esto se debe principalmente a las diferencias en los tipos de precipitación en las dos regiones de estudio. En el dominio centroeuropeo, generalmente se presentan grandes sistemas de precipitación que atraviesan la región de estudio, con tiempos de vida mayores a los de los sistemas de precipitación distribuidos que usualmente se presentan sobre el dominio español. Adicionalmente, en el episodio sobre el dominio español donde se presenta un gran sistema de lluvia, registrado el 21/04/2011, donde se esperaba que la técnica de extrapolación mantuviera altos los valores del CSI a medida que aumentaba el tiempo de previsión, ya que este sistema

tenía un tiempo de vida largo, pero debido al cambio de la dirección de la velocidad de la precipitación (mostrada en la sección 2.4.3) los valores de CSI decayeron rápidamente.

Por otro lado, en los episodios sobre el dominio español la variabilidad de los resultados en cada una de las horas de previsión es mucho menor que la variabilidad sobre el dominio centroeuropeo en los diferentes episodios. Esta variabilidad tan alta se debe a que a en gran parte de los episodios analizados se presenta precipitación fragmentada o con mucho crecimiento y decrecimiento, con tiempos de vida cortos, provocando que los valores de CSI decrezcan rápidamente con el tiempo de previsión.

2.5 Resumen y conclusiones

Se ha implementado una técnica de extrapolación basada en COTREC para la estimación del campo de velocidades de precipitación y que usa un esquema semi-Lagrangiano hacia atrás para la advección. Esta técnica fue implementada usando el mosaico español de los radares de la AEMET y un mosaico sobre el centro de Europa, realizado por el DWD utilizando los datos radar de varios países. Se ha realizado un esfuerzo importante para estimar de manera correcta los campos de velocidades de la precipitación, descartando las áreas donde se presentan problemas con los datos radar y optimizando los diferentes parámetros del TREC.

Se presentaron algunos ejemplos de los resultados de la técnica de extrapolación implementada con el objetivo de identificar sus principales bondades y limitaciones y por lo tanto proporcionar un mejor conocimiento de cara a su combinación posterior con las previsiones de modelos meteorológicos. En ese sentido podemos destacar las siguientes conclusiones:

- El algoritmo de extrapolación implementado estima apropiadamente los campos de velocidad de la precipitación, y en casos donde las áreas de precipitación son grandes y no hay variaciones considerables en la evolución de los campos de velocidad, tal y como ocurre en el episodio presentado en la sección 2.4.1, la

calidad de las previsiones permanece alta durante varias horas (5 en el caso del episodio presentado en la sección 2.4.1).

- La estimación de la velocidad de la precipitación en episodios donde la precipitación realiza rotaciones se realiza de forma adecuada y al utilizar una extrapolación semi-Lagrangiana, las previsiones siguen la trayectoria del campo de velocidades, por lo tanto, son realistas al comprarlas visualmente con las observaciones futuras. En la sección 2.4.2 se presenta un ejemplo de estas características y tanto los resultados como las métricas de verificación fueron similares a los obtenidos en un episodio con las mismas características presentado por Germann y Zawadzki (2002).
- El cambio de la dirección y velocidad de la precipitación es una de las limitaciones de la técnica de extrapolación ya que el uso de un campo de velocidades estacionario puede causar errores de localización en algunos episodios, tal y como se ha ilustrado en la sección 2.4.3. Algunos autores han intentado incluir una componente que contemple la incertidumbre del uso de un campo de velocidades estacionario (Bowler et al. 2006). Aunque otros autores indican que no se producen mejoras significativas al utilizar el mejor campo de velocidades posible (Berenguer et al. 2005; Germann et al. 2006).
- La resolución del campo de velocidades de la precipitación es un factor que afecta la calidad de las previsiones, especialmente en episodios de verano, donde sistemas de precipitación cercanos tienen patrones de desplazamiento diferentes o núcleos convectivos se desplazan en direcciones diferentes a las del sistema de precipitación que los contiene, tal y como se puso en manifiesto en la sección 2.4.4. Para definir la resolución del campo de velocidades hay que tener en cuenta: a) las limitaciones de la técnica de estimación de los campos de velocidad de la precipitación, en cuanto al aumento de la probabilidad de estimar vectores incorrectos de velocidad, cuando se trabaja con resoluciones más finas y b) el compromiso entre representar correctamente la velocidad de la precipitación a pequeñas escalas y representar correctamente la velocidad de las estructuras de gran escala. Después de realizar pruebas con diferentes resoluciones, se ha encontrado que, para realizar previsiones con un horizonte de previsión de hasta 6 horas, la resolución con la que mejores resultados se obtuvieron fue de $25 \times 25 \text{ km}^2$.

- La principal limitación de la técnica de extrapolación es el crecimiento y decrecimiento de la precipitación, ya que la técnica implementada no tiene ninguna componente que la contemple, provocando que a medida que aumenta el tiempo de previsión, la calidad de sus previsiones disminuya considerablemente. En todos los ejemplos mostrados se evidencia esta limitación y va en concordancia con las conclusiones de trabajos similares (Smith y Austin 2000; Bowler et al. 2006; Radhakrishna et al. 2012).
- Otra limitación de la técnica de extrapolación es el impacto de los obstáculos naturales, como fue presentado en la sección 2.4.4. Esta limitación está completamente ligada a la anterior, ya que ocurre debido a que la dinámica de la precipitación puede modificarse al encontrarse con obstáculos (presentando patrones estacionarios, de crecimiento o decrecimiento que no son tenidos en cuenta por la técnica de extrapolación).
- La calidad de las previsiones de la precipitación depende en gran medida del tipo de precipitación, para sistemas de precipitación con tiempos de vida largos, la calidad disminuye lentamente con el tiempo de previsión, mientras que, para episodios con sistemas de precipitación con tiempos de vida cortos, la calidad disminuye rápidamente con el tiempo de previsión

Además, es importante resaltar que existe otra limitación que no ha sido presentada en los ejemplos y es la baja calidad de los datos radar utilizados en el presente trabajo, ya que no se tenía la información necesaria para corregir varios de los errores en los mosaicos radar. Esa baja calidad no sólo influye en la estimación del campo de velocidades sino también en la verificación ya que los datos radar también son usados como referencia en el proceso de verificación.

A pesar de las limitaciones que presentan las técnicas de extrapolación de datos radar, éstas han demostrado ser útiles para los sistemas de alertas hidrometeorológicos, permitiendo proporcionar alertas con mayor antelación (Mecklenburg et al. 2001; Berenguer et al. 2005; Sharif et al. 2006; Vivoni et al. 2006; Corral et al. 2009; Viviroli et al. 2009; Werner y Cranston 2009).

Finalmente, la técnica de extrapolación de datos radar fue puesta en modo operacional para realizar previsiones tanto de intensidad de lluvia como de acumulaciones horarias para el dominio español, el dominio del centro de Europa, para Cataluña utilizando el mosaico radar del Servei Meteorològic de Catalunya (SMC).

Capítulo 3

Previsión de la precipitación con modelos meteorológicos

3.1 Introducción

Los modelos meteorológicos son abstracciones de la representación de la atmósfera que aplican funciones aproximadas del comportamiento de las propiedades de la atmósfera para realizar previsiones de su estado futuro. De acuerdo con las escalas espaciales a la que se aplican los modelos meteorológicos, se pueden clasificar en tres grandes bloques: los modelos globales, los modelos regionales (o de mesoescala) y los modelos locales (o de microescala). Los primeros se encargan de la previsión meteorológica a escala global (con anchos de malla alrededor de los 20 km). Los modelos regionales son los que sirven para realizar previsiones de fenómenos de mesoescala y se suelen aplicar a escala continental o por países (con anchos de malla del orden de unos pocos kilómetros). Finalmente, los modelos locales o de microescala se diseñan para simular fenómenos turbulentos y superficiales y se suelen aplicar a ámbitos locales (con anchos de malla menores a 1 km). En este trabajo nos centramos en los modelos regionales ya que éstos trabajan en las escalas espaciales y temporales de interés en esta tesis.

En las décadas de 1980s y 1990s hubo grandes avances en la capacidad de los modelos meteorológicos para realizar previsiones numéricas de sistemas de gran escala con varios días de antelación; sin embargo, su capacidad para realizar previsiones a corto plazo de sistemas convectivos era todavía muy limitada, proporcionando previsiones con errores en la localización, tiempo de ocurrencia y con diferencias importantes en las intensidades de lluvia previstas. La poca habilidad para realizar estos pronósticos se debía principalmente a que no era posible emplear anchos de malla y/o condiciones iniciales suficientemente finos para representar procesos físicos críticos para realizar la previsión de fenómenos convectivos (Sun et al. 2012). Por esta razón, tradicionalmente

los modelos meteorológicos se utilizaban para la previsión a corto y mediano plazo (entre 1 y 7 días) y su uso en el muy corto plazo (por debajo de un día) era muy limitado.

En los últimos años, debido al incremento en el poder computacional, ha sido posible emplear anchos de malla más finos. Lo anterior ha provocado un aumento en el interés por utilizar los modelos meteorológicos para realizar previsiones a muy corto plazo, donde los requisitos son mayores, teniendo menos tolerancia a los errores en el tiempo, la intensidad y el lugar de ocurrencia de los sistemas de precipitación previstos (Sun et al. 2013).

Debido a este interés, en los últimos años se ha desarrollado una nueva generación de modelos meteorológicos de mesoescala con el fin de acercarse a las exigencias de las previsiones a muy corto plazo, con anchos de malla que permiten una mejor definición de los procesos convectivos. Ejemplos de esta nueva generación de modelos meteorológicos son el modelo alemán: COSMO-model (The Consortium for Small-scale Modeling; Baldauf et al. 2011), el modelo norteamericano: WRF (Weather Research and Forecasting; Skamarock et al. 2005), el modelo inglés: MetUM (The MetOffice Unified Model; Davies et al. 2005) y el modelo HARMONIE (HIRLAM-ALADIN Regional Meso-scale Operational NWP In Europe; Nielsen et al. 2014).

Dentro de esta nueva generación de modelos meteorológicos, un componente clave de cara a realizar previsiones a muy corto plazo es el sistema de asimilación de observaciones. Este sistema permite la utilización de diferentes observaciones, con el fin de mejorar la estimación del estado de la atmosfera (a partir del cual se producen las previsiones). Actualmente los sistemas de asimilación de observaciones utilizan observaciones de estaciones meteorológicas, radiosondas, perfiladores de viento, radares meteorológicos y satélites y se basan en filtros de Kalman o métodos variacionales.

A pesar del progreso realizado en los últimos años, todavía hay varios retos para mejorar las previsiones de la precipitación a muy corto plazo utilizando modelos meteorológicos. Sun et al. (2013) expusieron que los más importantes son:

- La necesidad de correr los modelos meteorológicos operacionalmente con anchos de malla de unos pocos kilómetros con el fin de resolver adecuadamente los procesos relevantes para la previsión de la convección.
- La comprensión de cómo asimilar observaciones a escala convectiva.
- La adecuada representación de los procesos físicos en los modelos meteorológicos.
- Resolver el problema del periodo de calentamiento que requieren los modelos meteorológicos (el periodo de calentamiento o *spin-up* en un modelo meteorológico aparece debido a que las condiciones iniciales no representan los procesos físicos en la escala de los procesos convectivos).

Se espera que los errores de localización de la precipitación prevista con los modelos meteorológicos y las discrepancias en las intensidades con las observaciones disminuyan a medida que haya avances en cada uno de estos cuatro puntos.

Con el fin de utilizar las previsiones de los modelos meteorológicos a muy corto plazo, pero teniendo en cuenta que éstos todavía proporcionan previsiones con errores de intensidad y de localización de la precipitación, varios autores han desarrollado diferentes técnicas para intentar corregir estos problemas.

Brewster (2003) propuso una técnica para corregir los errores de localización de la precipitación prevista con modelos meteorológicos usando datos radar. Esta técnica fue implementada por Atencia et al. (2010) y por Pinto et al. (2010), obteniendo pequeñas mejoras para las primeras horas de previsión.

Por otro lado, Wong et al. (2009) presentaron un procedimiento para corregir los campos de precipitación previstos con los modelos meteorológicos antes de realizar una combinación con los campos de precipitación previstos con una técnica de extrapolación de datos radar. El procedimiento consta de dos partes, en la primera se realiza una corrección de la localización de la precipitación prevista con el modelo meteorológico a partir de las observaciones del radar utilizando métodos variacionales para resolver la ecuación de flujo óptico. En la segunda parte se realiza una corrección

de las intensidades de la precipitación prevista con los modelos meteorológicos a partir de su funcione de distribución de probabilidad acumulada y la de las de las observaciones radar.

En este contexto, este trabajo plantea el uso de dos modelos de tipo regional con diferentes características en cuanto a su ancho de malla y al sistema de asimilación de observaciones: uno con ancho de malla intermedio (12 km) que es ejecutado cada 12 horas y un segundo más cercano a la nueva generación de modelos orientados a dar previsiones a muy corto plazo (ancho de malla de 2.8 km y que es ejecutado cada 3 horas). En ambos casos, partiendo de los casos seleccionados en el capítulo anterior, se pretende analizar la calidad de los campos de precipitación previstos con dichos modelos meteorológicos.

Adicionalmente, teniendo en cuenta las limitaciones de los modelos meteorológicos, se presenta la implementación de una corrección de intensidades, la cual se aplica a la precipitación prevista con los modelos meteorológicos, ya que dichas correcciones han demostrado mejorar sus resultados durante todo el periodo de previsión. La corrección de localización no se ha tenido en cuenta, debido a que sus efectos se pierden rápidamente a medida que aumenta el tiempo de previsión y éstas se dan cuando la extrapolación proporciona previsiones de mejor calidad.

Finalmente, se presenta una comparación de los resultados de la técnica de extrapolación mostrados en el capítulo anterior y de los modelos meteorológicos tras la corrección de intensidades para confrontar las capacidades de ambos a lo largo del periodo de previsión entre 0 y 6 horas.

3.2 Corrección de intensidades

Como se mencionó anteriormente, existen diferencias en la distribución de las intensidades de lluvia simuladas con los modelos meteorológicos y las intensidades de lluvia observadas. Para corregir esas diferencias se ha implementado una técnica que

está basada en imponer la función de distribución de probabilidad de la lluvia observada a las simulaciones de precipitación del modelo meteorológico. Esta técnica fue propuesta por Calheiros y Zawadzki (1987) para corregir la lluvia basada en radar utilizando como referencia la información proporcionada por pluviómetros. Casati et al. (2004) y Wong et al. (2009) también aplicaron métodos similares para imponer la distribución de intensidades de la precipitación de las observaciones a las simulaciones de modelos meteorológicos. En esta tesis se utilizan las observaciones radar como datos de precipitación de referencia.

El método de corrección de intensidades utilizado consiste en modificar las previsiones de precipitación del modelo meteorológico, imponiendo la función de distribución de probabilidades acumuladas (de ahora en adelante CDF – *Cumulative Distribution Function*) de las observaciones basadas en el radar de la siguiente forma:

$$R_m = CDF_o^{-1} [CDF_m(R_m^*)] \quad (3.1)$$

donde R_m^* es la precipitación prevista con el modelo meteorológico y R_m es la precipitación corregida por la función de distribución de probabilidades de las observaciones del radar; CDF_m es la CDF de las previsiones de precipitación del modelo meteorológico. CDF_o^{-1} es la inversa de la CDF de las observaciones radar, la cual se calcula de la siguiente forma:

$$CDF_o^{-1}(y) = [R | CDF_o(R) = y] \quad (3.2)$$

donde se obtiene el valor de precipitación R cuya probabilidad acumulada sea mayor o igual a y (la probabilidad especificada en el parámetro de entrada). En nuestro caso, el parámetro de entrada es la probabilidad acumulada de las previsiones del modelo meteorológico.

Las CDFs de las observaciones y las previsiones del modelo meteorológico deben ser calculadas usando una malla común. Para ello se realiza un proceso de *up-scaling* (cambio a una resolución menor) de las observaciones para llevarlas al mismo ancho de malla del modelo meteorológico. Este proceso de *up-scaling* se realiza promediando los valores de las observaciones.

El planteamiento seguido en este trabajo ha sido el de desarrollar para cada dominio unas CDF representativas, las cuales fueron calculadas con todos los datos disponibles tanto de las observaciones como de las previsiones de los modelos meteorológicos.

3.3 Datos utilizados

En este trabajo se utilizan las previsiones de precipitación de dos modelos meteorológicos operacionales: el *Nonhydrostatic Mesoscale Model* (de ahora en adelante NMM) basado en el modelo desarrollado por Janjic (2003), implementado sobre el dominio español (de ahora en adelante NMM-ES) y del modelo COSMO-DE sobre el dominio centroeuropeo. El uso de ambos modelos ha permitido experimentar con dos contextos diferentes: uno basado en un modelo con ancho de malla intermedio (12 km), que genera nuevas simulaciones cada 12 horas y otro de ancho de malla mucho más fino (2.8 km) que genera nuevas simulaciones cada 3 horas.

El uso de dos modelos meteorológicos de diferentes características, con diferentes sistemas de asimilación de observaciones y con diferentes anchos de malla, permite realizar una comparación de la calidad de las previsiones de precipitación que se pueden obtener al utilizar anchos de malla más finos y al realizar simulaciones del modelo meteorológico con más frecuencia.

3.3.1 Modelo NMM-ES

El modelo utilizado en el dominio español está basado en el modelo meteorológico operacional del *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP). Janjic et al. (2003) presentaron una descripción completa del modelo NMM. Este modelo tiene el mismo núcleo para resolver la física que una de las dos variantes del modelo WRF, el *Nonhydrostatic Mesoscale Model* (WRF-NMM; Janjic et al. 2005).

El modelo es operado de forma operacional la empresa Meteoblue. La implementación tiene dos dominios anidados, uno global con un ancho de malla aproximado de 30 km, y

otro sobre la Península Ibérica con un ancho de malla de 12 km. Las condiciones iniciales y de contorno utilizados son las salidas del modelo meteorológico global Global Forecast System (GFS; Sela 1980, 1982; Environmental Modeling Center 2003) el cual tiene un ancho de malla de 0.5° (aproximadamente 40 km).

Como condiciones iniciales, el modelo utiliza una interpolación de las salidas del modelo GFS y no realiza una asimilación directa de observaciones, sino que de forma indirecta tiene asimilada la información que fue asimilada por el modelo GFS (la cual fue realizada con el paso de malla de este modelo: aproximadamente 40 km). El modelo GFS asimila observaciones de estaciones meteorológicas, radio sondeos, perfiladores de viento, informes de aviones, observaciones de boyas, satélites y radares meteorológicos (sólo sobre Estados Unidos).

El modelo NMM-ES operacionalmente se ejecuta todos los días a las 0000 UTC y a las 1200 UTC, proporcionando previsiones de precipitación acumulada, temperatura, temperatura de rocío dos metros sobre la superficie, dirección y velocidad del viento a 10 metros de la superficie, entre otras variables. El modelo genera previsiones hasta 96 horas con una resolución temporal horaria para el dominio español. Las salidas de este modelo están disponibles para su uso con un poco menos de 10 horas de retraso, por lo tanto, las salidas del modelo corrido a las 0000 UTC están disponibles desde las 1000 UTC y las previsiones de las 1200 UTC están disponibles a partir de las 2200 UTC.

3.3.2 Modelo COSMO-DE

El modelo COSMO es un modelo meteorológico de previsión no hidrostático desarrollado por el DWD dentro del marco de trabajo del CONsortim of Small-scale MOdeling (Baldauf et al. 2011). El modelo COSMO-DE es la implementación de dicho modelo sobre el dominio centroeuropeo centrado en Alemania (ver Figura 3.1).

La malla que usa el modelo COSMO-DE es de 421x461 puntos, con un ancho de 2.8 km, y con 50 niveles verticales hasta los 30 hPa. El modelo utiliza condiciones de contorno del modelo COSMO-EU, el cual tiene un ancho de malla de 7 km (Steppeler

et al. 2003) y que a su vez utiliza las condiciones de contorno del modelo global GME (Majewski et al. 2002).

En cuanto a las condiciones iniciales, se parte de una interpolación de las salidas del modelo COSMO-EU (el cual ya incluye un proceso de asimilación de observaciones), pero a su vez se realiza otra asimilación de observaciones con el ancho de malla del modelo (2.8 km). Los procesos de asimilación, tanto del modelo COSMO-DE como del modelo COSMO-EU, utilizan observaciones de estaciones meteorológicas, radio sondeos, perfiladores de viento, informes de aviones y observaciones de boyas. Adicionalmente, el modelo COSMO-DE asimila campos de precipitación obtenidos a partir de la red de radares meteorológicos de Alemania.

En modo operacional, el modelo COSMO-DE es ejecutado cada 3 horas y cada ejecución produce 21 horas de previsión, proporcionando previsiones de presión, temperatura, humedad, viento, precipitación acumulada, intensidades de precipitación instantánea, entre otras variables. Las simulaciones de este modelo vienen con un retraso de 90 minutos entre el tiempo de simulación y el tiempo en que sus salidas están disponibles.

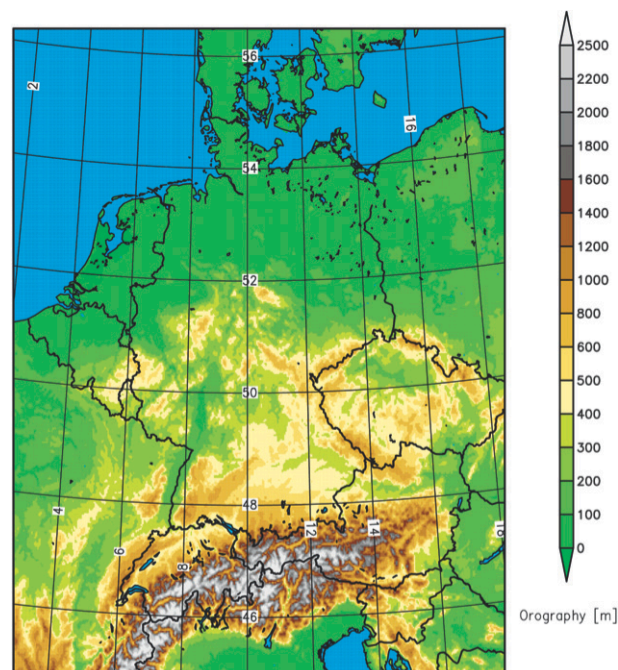


Figura 3.1. Dominio del modelo COSMO-DE. Fuente Baldauf et al.,(2011).

3.3.3 Comparación de los dos modelos meteorológicos

Existen diferencias importantes entre los dos modelos, la primera tiene ver con el ancho de malla. El modelo COSMO-DE, con un ancho de malla de 2.8 km, permite modelar explícitamente los procesos convectivos, mientras que el modelo NMM-ES, con un ancho de malla de 12 km, no es capaz de representar explícitamente la convección (Kuell et al. 2007), y por lo tanto necesita de una parametrización que se encargue de modelizar el inicio y la evolución de los fenómenos convectivos.

Por otro lado, en cuanto a las condiciones iniciales de las dos implementaciones, el modelo NMM-ES utiliza una interpolación de las salidas del modelo GFS y no hace una asimilación directa de observaciones. En cambio, el modelo COSMO-DE utiliza como condiciones iniciales una interpolación de las salidas del modelo COSMO-EU, pero adicionalmente realiza una asimilación de observaciones utilizando el mismo ancho de malla del modelo (2.8 km), lo que permite que las condiciones iniciales tengan información en las escalas de la convección.

Teniendo en cuenta las limitaciones comentadas al inicio de este capítulo sobre los problemas de funcionamiento de los modelos meteorológicos en la previsión de precipitación a muy corto plazo, y a la luz de las diferencias entre los dos modelos en cuanto al ancho de malla, las condiciones iniciales y de contorno y al tiempo en el que una nueva simulación está disponible, el modelo COSMO-DE se aproxima más a los requerimientos de una implementación para realizar previsiones de precipitación a muy corto plazo.

3.4 Resultados y análisis

En esta sección se presentan los resultados de la corrección de intensidades que se realiza a los campos de precipitación prevista con los modelos meteorológicos, el modelo NMM sobre el dominio español y el modelo COSMO sobre el dominio centroeuropeo, así como una comparación de los resultados de estos modelos con los obtenidos por la técnica de extrapolación mostrada en el capítulo anterior.

3.4.1 NMM-ES

Como se mencionó anteriormente, existen discrepancias entre la función de distribución de las intensidades de la precipitación observada y simulada con modelos meteorológicos. Skamarock y Dempsey (2005) mostraron que las dos variantes del modelo meteorológico WRF (WRF-ARW y WRF-NMM) tienen un sesgo, mientras que Vasić et al (2007) mostraron de forma más específica que los modelos de mesoescala Eta y GEM (Global Environmental Multiscale), con anchos de malla entre 10 y 15 km tienden a sobreestimar el área de lluvia y a subestimar las intensidades altas.

Con el fin de verificar si este fenómeno se produce con las salidas de NMM-ES, en la Figura 3.2 se presentan las funciones de distribución acumulada de las previsiones del dicho modelo y de la precipitación horaria observada basada en datos radar para los episodios analizados en este estudio. Estas funciones de distribución fueron calculadas usando el ancho de malla del modelo meteorológico (aproximadamente 12 km) sobre el dominio común entre el modelo meteorológico y las acumulaciones horarias de precipitación basada en datos radar.

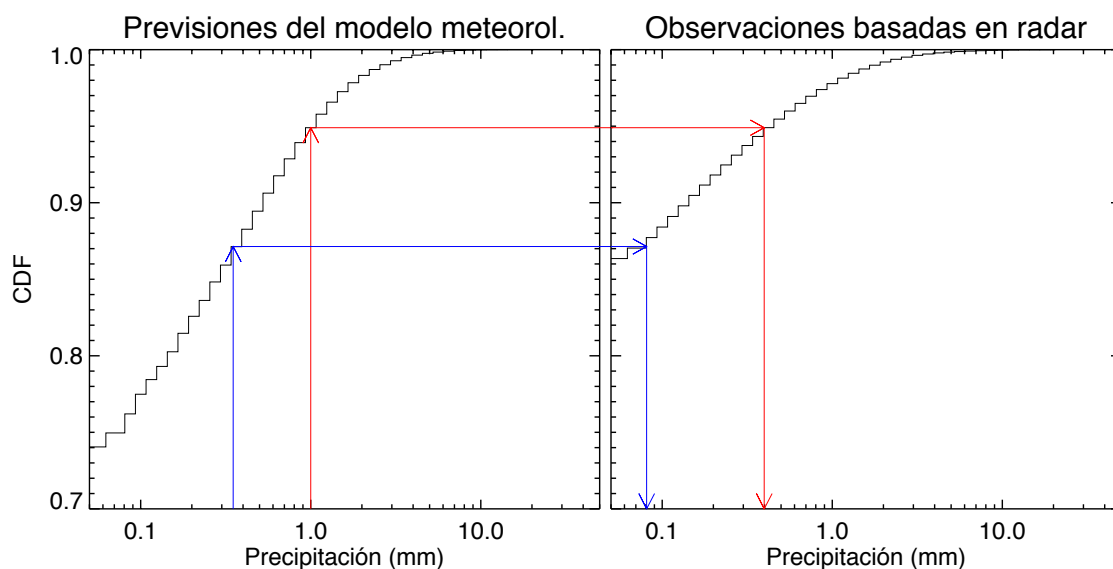


Figura 3.2. CDF de la precipitación prevista con el modelo meteorológico (panel izquierdo) y observada con el radar (panel derecho) sobre el dominio español para los episodios presentados en la Tabla A.1. Las flechas azules y rojas corresponden con dos ejemplos de cómo se corrigen las previsiones del modelo NMM-ES, pasando de 0.35 mm y 1 mm, a 0.08 mm y 0.4 mm respectivamente.

En la Figura 3.2 se pueden apreciar claras diferencias entre las distribuciones de intensidades de las observaciones y del modelo NMM-ES. En dicha figura se presentan un par de ejemplos de cómo se corrigen las previsiones del modelo meteorológico: las previsiones de 1 mm se sustituyen por 0.4 mm por tener la misma probabilidad acumulada (flechas rojas) y previsiones de 0.35 mm se sustituyen por 0.08 mm (flechas azules). Cabe resaltar que las previsiones del modelo meteorológico inferiores a 0.36 mm son sustituidas por 0 mm ya que el 86% de los valores observados con el radar son 0 mm, mientras que el 86% de las previsiones del modelo meteorológico son inferiores a 0.36 mm. Oberto et al. (2012) analizaron los resultados a escala diaria del modelo WRF-NMM implementado sobre Italia, con un ancho de malla de 7.5 km y utilizando como referencia datos de pluviómetros. En dicho estudio obtuvieron resultados similares a los que se encontraron en el presente estudio con el modelo NMM-ES, al sobreestimar los umbrales bajos y subestimar los umbrales altos de lluvia.

En las Figuras 3.3 y 3.4 se presentan un par de ejemplos de la corrección de intensidades aplicada a las previsiones del modelo meteorológico en un episodio estratiforme y en otro convectivo respectivamente. En estas figuras se presenta la observación radar (panel superior), la previsión del modelo meteorológico (panel central) y la previsión del modelo meteorológico después de realizar la corrección de intensidades (parte inferior). En el primer ejemplo, que se registró el 22/04/2011 (Figura 3.3) se puede apreciar como la corrección de intensidades reduce el área de lluvia, por lo tanto, se reducen muchas de las falsas alarmas, las cuales, en este caso particular, se presentan en el sur-occidente de la Península, pero también se reducen algunos aciertos que ocurrieron en la cara sur de los Pirineos. En el segundo ejemplo (Figura 3.4), registrado el 14/05/2011 a las 1400 UTC, se pueden apreciar que el modelo, al igual que en el ejemplo anterior, sobreestima el área de lluvia, pero al realizar la corrección de intensidades, este problema parece corregirse. Adicionalmente, se aprecia que las previsiones no presentan los mismos valores de precipitación que presentan las observaciones (incluso después de realizar la corrección de intensidades), subestimando las intensidades altas de la precipitación. Este fenómeno se debe principalmente a que, en este episodio, el modelo NMM-ES no reprodujo correctamente la convección, provocando que las simulaciones de la precipitación no alcanzaran los valores de intensidad que se observaron con los radares meteorológicos.

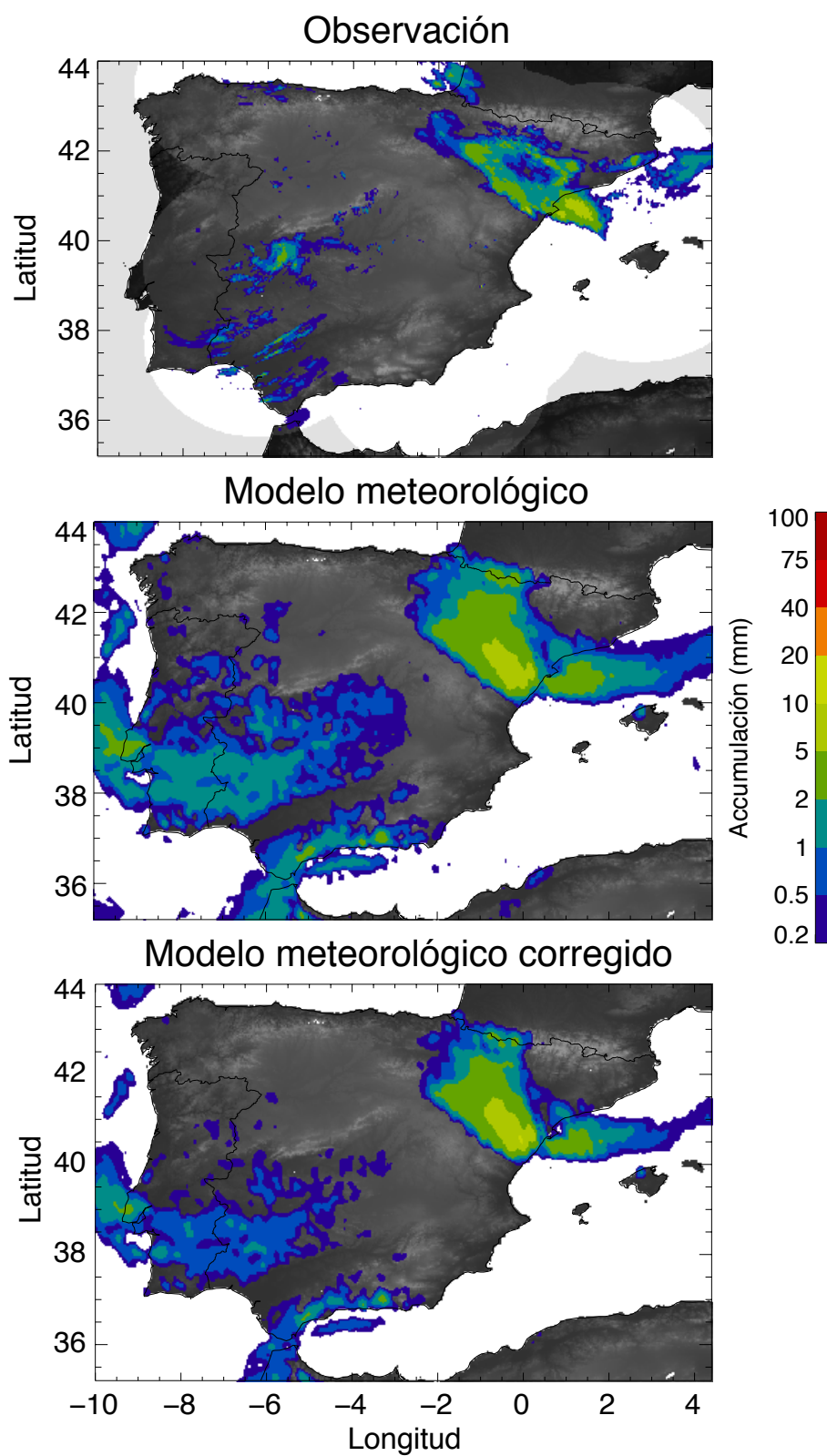


Figura 3.3. Ejemplo de la corrección de la precipitación prevista con el modelo meteorológico para la previsión realizada el 22/04/2011 a las 0000 UTC, con un tiempo de previsión de 10 horas. La observación y la previsión corresponden con las 1000 UTC del 22/04/2011.

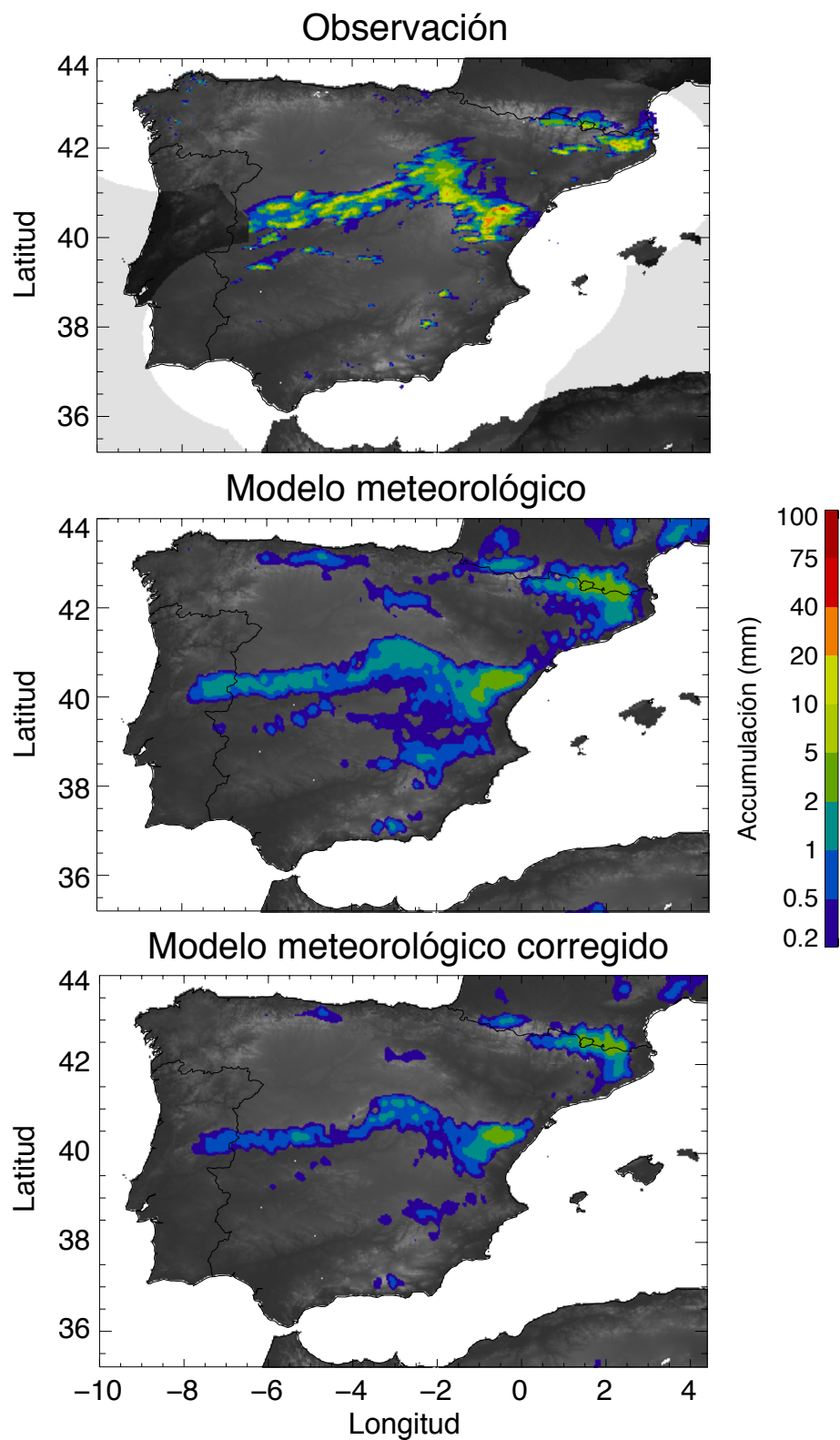


Figura 3.4 Como en la Figura 3.3, pero la observación es de las 1400 UTC del 21/05/2011, y la previsión fue realizada en la simulación del mismo día a las 0000 UTC.

Para analizar las mejoras obtenidas con la corrección de intensidades, se realiza la evaluación (en términos de CSI, POD, FAR y RMSE) de los resultados del modelo meteorológico antes y después de realizar la corrección (ver Figura 3.5). El cálculo de las métricas se realiza para el umbral de 0.2 mm y con un ancho de malla de 12 km. En esta figura sólo se presentan los valores de las métricas de evaluación para los tiempos de previsión que están disponibles en modo operacional. De este modo, teniendo en cuenta que las simulaciones llegan con un retardo de un poco más de 9 horas, se presentan los tiempos de previsión desde la 10^a hasta la 26^a hora de previsión. Las líneas azules y rojas corresponden con los valores para cada tiempo de previsión de cada métrica de evaluación correspondientes con las simulaciones que inician a las 0000 UTC y 1200 UTC respectivamente.

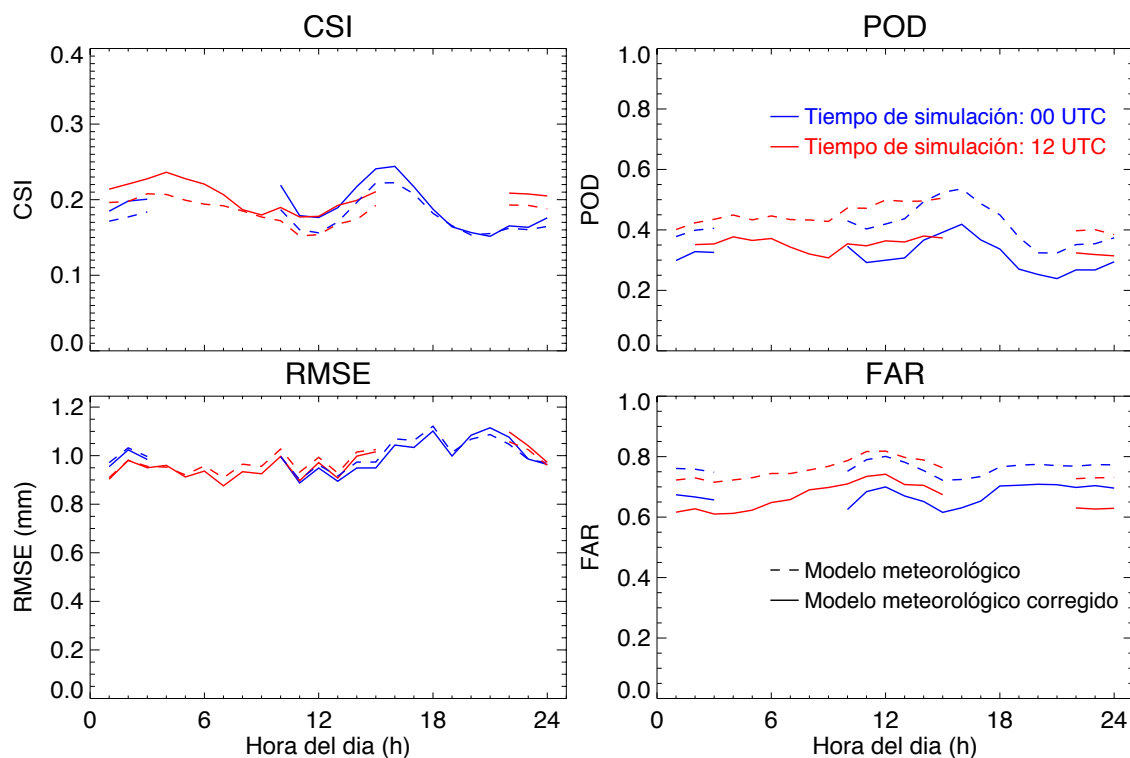


Figura 3.5. Verificación, en términos de CSI, POD, FAR (con un umbral de 0.2 mm) y RMSE, de los resultados del modelo meteorológico sobre el dominio español antes (línea discontinua) y después de aplicar la corrección de intensidades (línea continua) para las previsiones durante los 12 episodios de verificación, diferenciando las simulaciones de las 00h (líneas azules) y de las 1200 UTC (líneas rojas). Se presentan los tiempos de previsión desde el 10^o hasta el 26^o.

Al analizar el comportamiento del CSI, POD y FAR a lo largo del día, se puede apreciar que hay un leve incremento en la calidad de las previsiones del modelo meteorológico

entre las 1400 y las 1700 UTC. Estas mejoras en las métricas de verificación se deben a cierto impacto del ciclo diurno de la precipitación durante la temporada cálida. El ciclo diurno de la precipitación durante la temporada cálida presenta un aumento de las precipitaciones en cobertura e intensidades en las horas de la tarde, las cuales generalmente son provocadas por el ciclo del calentamiento solar, el cual es un mecanismo de forzamiento importante que influencia la evolución de sistemas de precipitación convectiva (Carbone et al. 2002). En nuestro caso particular, el aumento en los valores de POD y CSI, en dicha franja horaria, está relacionado a que, en los episodios analizados en el presente estudio, los sistemas de precipitación forzados por la orografía en las horas de la tarde fueron previstos por el modelo meteorológico de manera acertada en cuanto a localización y tiempo de ocurrencia.

Al realizar un análisis de los resultados obtenidos al aplicar la corrección de intensidades, se puede apreciar un leve incremento en el promedio de los valores de CSI (para un umbral de 0.2 mm) del 2% (pasando de 18% al 20%). Por otro lado, la corrección disminuye un 8% la probabilidad de realizar falsas alarmas de lluvia (FAR desde 75% hasta 67%) a costa de disminuir la probabilidad de acierto en un 8% (POD desde 41% hasta 33%). En cuanto a los valores de RMSE, los resultados fueron muy similares con o sin corrección. Cabe resaltar que la referencia con la que se hace la verificación es acumulación de lluvia radar, por tanto, al imponer la CDF de éstas a las previsiones del modelo meteorológico se esperaba que ocurrieran ciertas mejoras en los índices de verificación.

Finalmente, a pesar de que al realizar la corrección de intensidades se consigue un pequeño o nulo incremento en la calidad de las previsiones de precipitación (dependiendo de la métrica de verificación), la calidad de las previsiones de precipitación del modelo NMM-ES sigue siendo muy baja, con probabilidades de acertar de sólo del 33% y con probabilidades de realizar falsas alarmas cercanas al 67%.

3.4.2 COSMO-DE

Al igual que sobre el dominio español, se calcularon las CDF de las previsiones de precipitación horarias del modelo COSMO-DE y la de las observaciones (acumulaciones horarias basadas en datos radar) para los episodios analizados en este estudio, entre junio y septiembre de 2011 (ver Figura 3.6). Las CDF fueron calculadas con un ancho de malla común de 4 km, realizando un *upscaling* de los datos del radar (originalmente de 2 km) y una interpolación de las previsiones del modelo COSMO-DE (originalmente de 2.8 km).

De nuevo se pueden apreciar grandes diferencias entre ambas CDFs, destacando que el modelo COSMO-DE subestima la precipitación horaria al utilizar como referencia el radar meteorológico, a diferencia del modelo NMM-ES que la sobreestima. Estas diferencias dependen en gran medida de varios factores, entre los cuales están la referencia utilizada (observaciones de precipitación por radar, pluviómetros o una combinación de ambos), la parametrización de la microfísica, la parametrización de cúmulos (si es utilizada), el ancho de malla, etc.

En la Figura 3.6 también se presentan un par de ejemplos de cómo se corrigen las acumulaciones: 1) previsiones del modelo meteorológico de 1 mm son corregidas a 2.6 mm (flechas rojas) y 2) valores de 0.06 mm en las previsiones del modelo meteorológico son corregidos a valores de 0.4 mm (flechas azules) ya que ambos valores tienen el mismo valor de CDF en las previsiones del modelo meteorológico y las observaciones respectivamente.

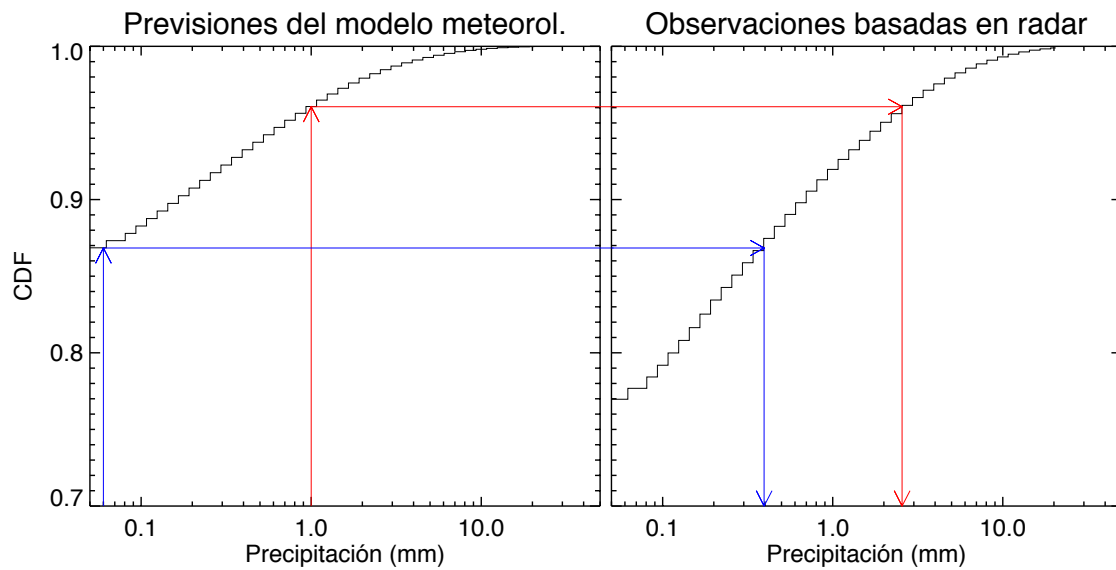


Figura 3.6. CDF de las acumulaciones de precipitación horarias previstas por el modelo COSMO-DE (izquierda) y las observaciones radar (derecha). Se presentan dos ejemplos de la corrección: 1) las flechas azules muestran como un valor de 0.06 mm en las previsiones del modelo meteorológico es corregido a 0.4 mm y 2) las flechas rojas muestran cómo se corrigen valores de 1 mm a 2.6 mm.

Teniendo en cuenta que el modelo COSMO-DE subestima el área de lluvia, al realizar la corrección de intensidades, aumenta el área de lluvia (y las intensidades), por lo tanto, aumentan los aciertos, pero también aumentan las falsas alarmas. En la Figura 3.7 se puede ver un ejemplo de la corrección de intensidades a las previsiones del modelo COSMO-DE, donde se puede apreciar, que tanto el área de lluvia como las intensidades de la previsión de precipitación corregida, son mayores a la de la original, y como resultado, al realizar una inspección visual las previsiones se parecen más a la precipitación observada con el radar meteorológico. Adicionalmente, cabe resaltar que el modelo COSMO-DE, a diferencia del modelo NMM-ES, es capaz de generar en sus previsiones intensidades altas (mayores a 20mm, colores naranjas y rojos en la Figura 3.7), aunque puede que no lo haga en la ubicación correcta.

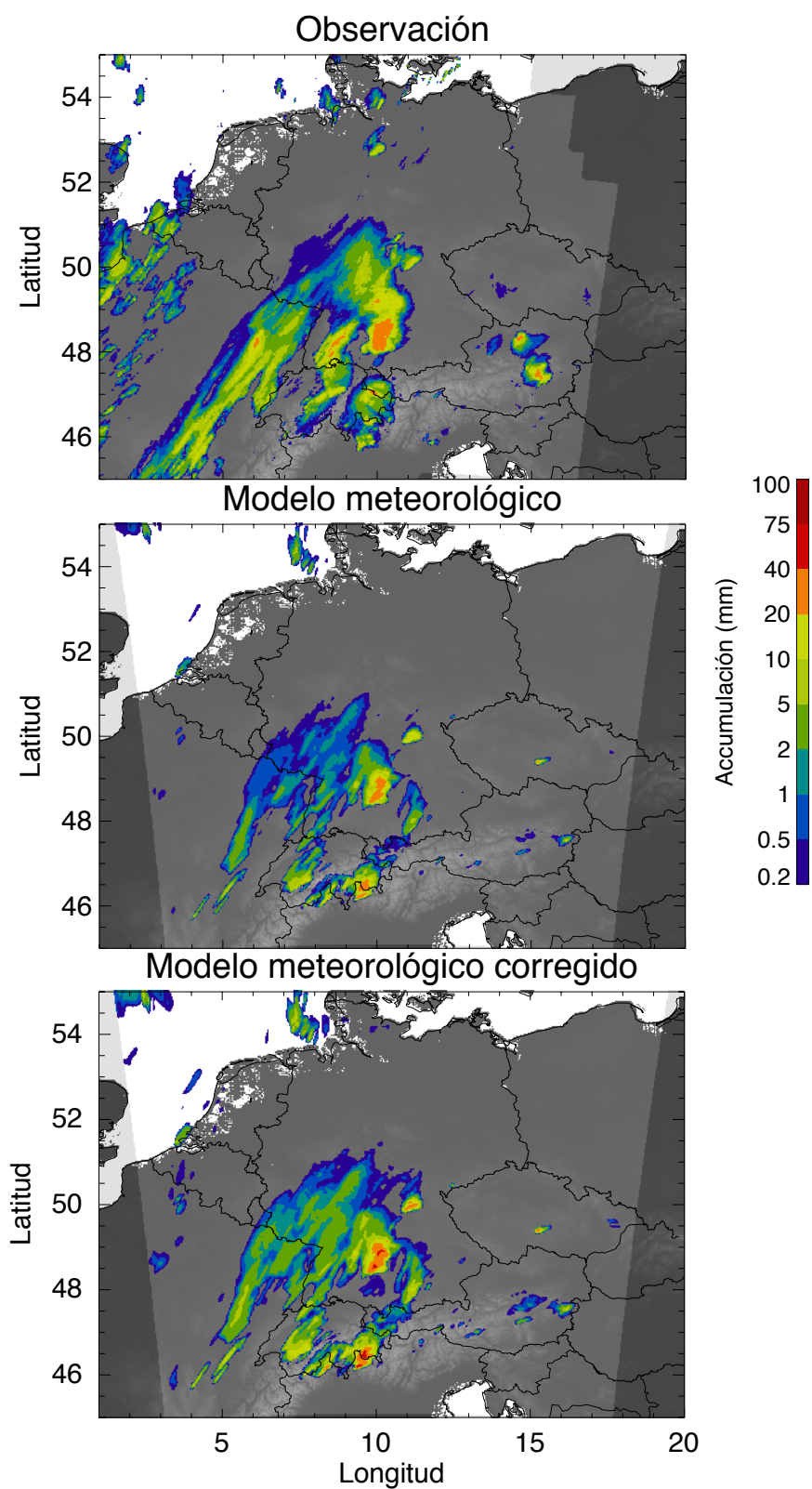


Figura 3.7. Ejemplo de la corrección de la precipitación prevista con el modelo meteorológico para la previsión realizada el 07/07/2011 a las 1500 UTC, con un tiempo de previsión de 3 horas. La observación y la previsión corresponden con las 1800 UTC del 07/07/2011.

Oberto et al. (2010) mostraron los resultados de varias implementaciones operacionales del modelo COSMO (COSMO-I7, COSMO-7, COSMO-ME, COSMO-EU con anchos de malla de 7 km y COSMO-I2 y COSMO-IT con ancho de malla de 2.8 km) entre diciembre de 2004 y marzo de 2009 sobre Italia, analizando acumulaciones diarias de precipitación y utilizando las observaciones de pluviómetros como referencia. Los resultados mostraron que, a pesar de utilizar el mismo modelo, al utilizar diferentes configuraciones y parametrizaciones, no había una tendencia general de todos en cuanto a una sobreestimación o subestimación de la precipitación (unas implementaciones tienden a sobreestimar y otras a subestimar la precipitación). Por ejemplo, en las configuraciones de ancho de malla de 2.8 km, el modelo COSMO-I2 subestima la precipitación y el modelo COSMO-IT la sobreestima. En ese orden de ideas, encontramos que el modelo COSMO-DE presenta resultados similares, en cuanto a la distribución de intensidades, a los obtenidos por el modelo COSMO-I2 ya que ambos subestiman la precipitación.

Seguidamente, se ha realizado un análisis de los efectos de aplicar la corrección de intensidades a las previsiones del modelo COSMO-DE. El análisis se ha realizado agrupando las previsiones de acuerdo con la hora del día en que se realiza la simulación (ver Figura 3.8). En promedio se obtiene un incremento de los valores del CSI para un umbral de 0.2 mm del 5% (desde 25% hasta el 30%). En cuanto a la probabilidad de acierto, se aprecia un aumento del 11% (POD desde 32% hasta un 43%), pero también aumenta la probabilidad de obtener falsas alarmas en un 6% (FAR desde 45% hasta un 51%). En cuanto al RMSE, los resultados de aplicar la corrección son contraproducentes (pasando en promedio de 1.73 mm a 2.0 mm). Lo anterior se debe principalmente a que, con la corrección de intensidades, aumentan los valores de las previsiones de precipitación, y los casos en los cuales la localización de sistemas de precipitación es incorrecta, aumenta la incongruencia con las observaciones, lo que provoca que haya un aumento en el valor del RMSE.

Teniendo en cuenta que al realizar la corrección se producen valores más altos de CSI y POD, y a pensar de producir valores más altos de FAR y RMSE, se decide aplicar la corrección de intensidades ya que de esta forma las previsiones tendrán la misma

función de distribución de probabilidades que las observaciones radar y las previsiones de la técnica de extrapolación.

Kong et al. (2008) y Xue et al. (2008) mostraron que la calidad de las previsiones de precipitación de los modelos meteorológicos que asimila observaciones de radares meteorológicos, decrece a medida que aumenta el tiempo de previsión hasta una cierta hora de previsión, a partir de la cual permanece aproximadamente constante. En nuestro caso, la calidad de las previsiones del modelo COSMO-DE, en términos de CSI, POD y FAR, decae hasta aproximadamente la sexta hora de previsión (ver Tabla 3.1). Esta decaída se debe a que a medida que aumenta el tiempo de previsión se van perdiendo los efectos del proceso de asimilación de datos. Cabe resaltar que a pesar de que se presenta la verificación de la primera hora de previsión, ésta no está disponible operacionalmente ya que las salidas del modelo llegan con un retraso de aproximadamente 90 minutos.

Tabla 3.1 Verificación promedio de la precipitación prevista con el COSMO-DE después de aplicar la corrección de intensidades

Tiempo de previsión (h)	Métricas de verificación		
	POD	FAR	CSI
1	0.58	0.40	0.42
2	0.53	0.44	0.37
3	0.47	0.49	0.33
4	0.43	0.51	0.30
5	0.40	0.52	0.28
6	0.39	0.54	0.27
7	0.38	0.54	0.27
8	0.38	0.54	0.27
9	0.38	0.55	0.26
10	0.37	0.55	0.26
11	0.37	0.55	0.26

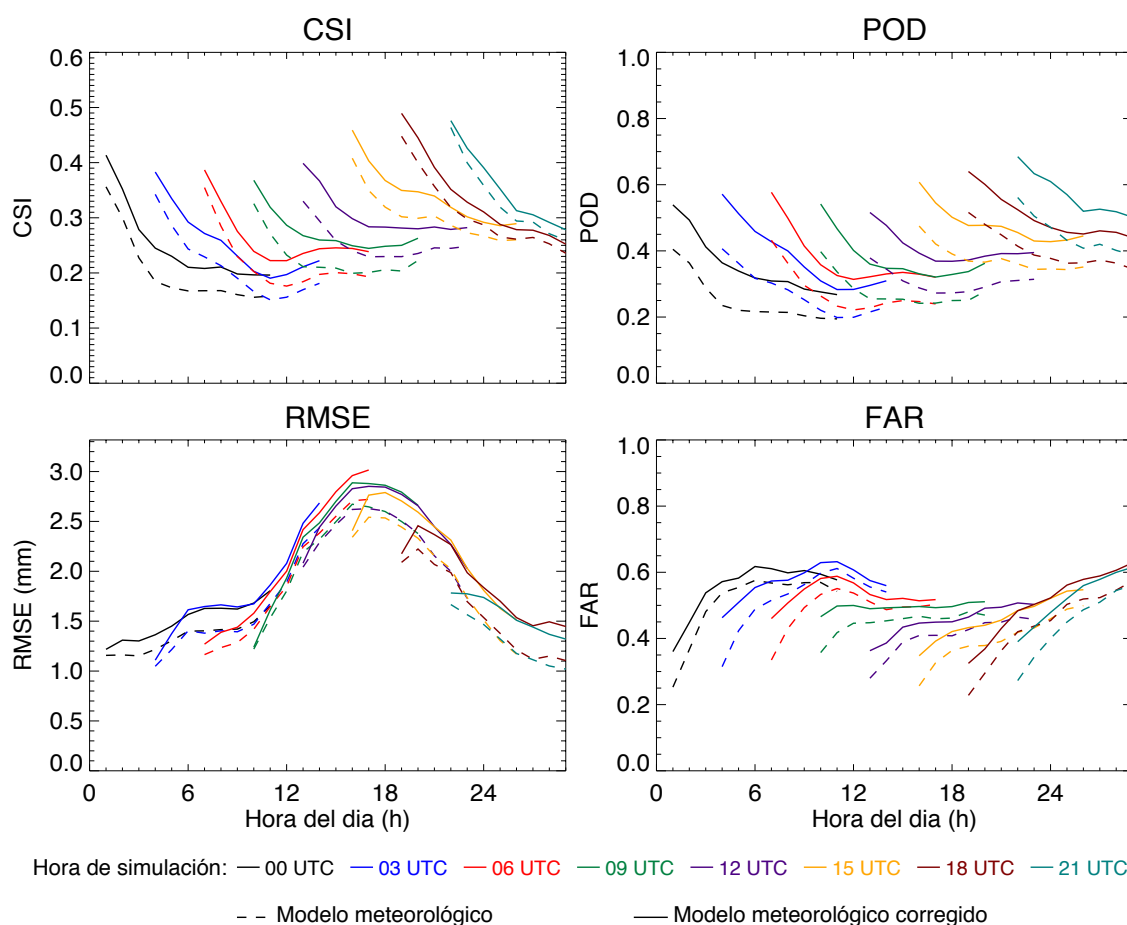


Figura 3.8. Verificación del modelo COSMO-DE antes (línea discontinua) y después de aplicar la corrección de intensidades (línea continua) para las previsiones durante los 12 episodios, diferenciando por la hora de simulación.

Por otro lado, se puede apreciar como los valores de RMSE están altamente influenciados por el ciclo diurno de la precipitación, presentando errores más altos en las horas de la tarde (entre las 1200 y las 2200 UTC), ya que en esas horas es cuando se presentan valores máximos en intensidades y en el área de precipitación durante la temporada cálida. A pesar de esta influencia del ciclo diurno de la precipitación en los valores de RMSE, al igual que con las otras métricas de verificación, se puede apreciar que la calidad de las previsiones va disminuyendo a medida que aumenta el tiempo de previsión (por ejemplo las simulaciones de las 0300, 1500 y 1800 UTC – líneas azules, amarillas y marrones respectivamente) ya que los valores de RMSE inicia con valores bajos, pero crecen rápidamente hasta que se estabilizan y se obtienen valores similares a las de simulaciones anteriores.

Por otro lado, se puede apreciar que las simulaciones de las 1500, 1800 y 2100 UTC presentan mejores resultados que en las demás simulaciones en términos de CSI, POD y FAR. Esto se debe a que, en las horas de la tarde, generalmente la mayoría de la lluvia ya se ha iniciado, entonces el modelo la incluye por medio de los procesos de asimilación de observaciones y debe encargarse principalmente de realizar la previsión de su evolución en cuanto a la advección y decrecimiento. Estos resultados apuntan a qué, prever la evolución de la precipitación existente es más fácil que prever los procesos de inicio de nuevos sistemas de precipitación (que es lo que generalmente ocurre en las primeras horas de la tarde en los episodios de la temporada cálida).

3.4.3 Comparación de los resultados de los dos modelos meteorológicos

Debido a las diferencias existen entre ambas implementaciones (presentadas en la sección 3.3.3) se presentan diferencias importantes en las previsiones de precipitación de los dos modelos meteorológicos:

- Al realizar una inspección visual, los campos de previsión de precipitación del modelo COSMO-DE son más similares en distribución e intensidades a los campos observados con el radar meteorológico que los campos previstos por el modelo NMM-ES. Además, se puede apreciar como el modelo COSMO-DE es capaz de generar valores altos de intensidades en las previsiones, mientras el modelo NMM-ES genera valores que parecen más suavizados. Ambos efectos se deben principalmente al tamaño de la malla de cada uno de los dos modelos.
- Debido a las diferencias en la forma en que los dos modelos meteorológicos analizados resuelven los procesos físicos y a los distintos anchos de malla, las previsiones de precipitación del modelo NMM-ES sobreestiman el área de lluvia y subestiman los valores altos, mientras que las previsiones de precipitación del modelo COSMO-DE presentan valores más bajos que los observados con los radares meteorológicos.
- Al realizar una corrección de intensidades en las previsiones de precipitación de los modelos meteorológicos, se encuentra que la calidad de las previsiones de los modelos NMM-ES y COSMO-DE aumenta para algunas métricas de

verificación como lo son el CSI para un umbral de 0.2 mm y permanece igual o disminuye con respecto al RMSE.

- Mientras que la calidad de las previsiones del modelo NMM-ES es aproximadamente constante a medida que aumenta el tiempo de previsión (por ejemplo, CSI promedio de 20%), la calidad de las previsiones del modelo COSMO-DE, al realizar una asimilación de observaciones, decae a medida que aumenta el tiempo de previsión hasta aproximadamente la sexta hora (valores de CSI desde 42% para la primera hora de previsión hasta 27% para la sexta hora), y a partir de allí se vuelve más o menos constante.
- Debido a que el modelo COSMO-DE realiza una asimilación de observaciones y que proporciona nuevas salidas cada 3 horas, en cierto modo, se mantienen valores altos en la calidad de las previsiones, ya que cuando empieza a decaer la calidad de las previsiones, se tiene disponible una nueva simulación del modelo.
- En promedio, la calidad de las previsiones de precipitación del modelo NMM-ES son muy bajas, con valores de CSI del 20%, mientras que la calidad del modelo COSMO-DE son un poco mejores, con valores de CSI promedio del 30%. La diferencia entre ambos se explica en el hecho de que el modelo COSMO-DE se aproxima más a las características que debe tener un modelo meteorológico para ser utilizado para realizar previsiones a muy corto plazo en cuanto a su ancho de malla y condiciones iniciales.

3.4.4 Comparación con los resultados de la técnica de extrapolación

En esta sección se realiza un análisis cuantitativo de las previsiones de precipitación de los modelos meteorológicos, después de aplicar la corrección de intensidades, comparando los resultados con los de la técnica de extrapolación presentada en el capítulo anterior.

La calidad de las previsiones obtenidas con los modelos meteorológicos, presentados en este capítulo, se ha evaluado utilizando los indicadores CSI, POD, FAR, correlación y

RMSE y se ha comparado los resultados con los de la técnica de extrapolación. La evaluación se ha realizado con un ancho de malla de 12 km para el dominio español y de 4 km para el dominio centroeuropeo (aproximadamente el ancho de malla del modelo meteorológico). En las Figuras 3.9 y 3.10 se presenta la evolución de los valores de CSI (con un umbral de 0.2 mm) con respecto al tiempo de previsión de la extrapolación (líneas azules) y los modelos meteorológicos (líneas rojas), para los episodios analizados sobre el dominio español y el dominio centroeuropeo respectivamente. Las figuras con los valores de los otros indicadores son presentadas en el apéndice C.2.

Las gráficas muestran, de forma similar a otros estudios (Golding 1998; Kilambi y Zawadzki 2005; Mandapaka et al. 2011; Berenguer et al. 2012; Sun et al. 2013), que las previsiones de precipitación de los modelos meteorológicos presentan menor calidad que la técnica de extrapolación en las primeras horas de previsión (entre 0 y 4 horas). Para tiempos de previsión mayores la calidad de las previsiones de precipitación de los modelos meteorológicos es mayor que las de la técnica de extrapolación.

En el caso del dominio español (Figura 3.9), en la mayoría de los episodios, la extrapolación tuvo un comportamiento similar, iniciando con valores de CSI entre el 65% y 75% para la primera hora de previsión y con valores entre el 10% y 20% para la sexta hora de previsión. Por otro lado, al analizar los valores de las métricas de verificación de las previsiones de precipitación del modelo NMM-ES, en promedio los valores de CSI están alrededor del 20%, pero se aprecian diferencias importantes al comparar los valores de CSI en diferentes episodios. Por ejemplo, el promedio de los valores de CSI para los episodios convectivos del 11/05/2011 y 19/05/2011 son del 11% y 8% respectivamente. En estos dos episodios el modelo meteorológico previó el desarrollo de los sistemas provocados por la orografía, aunque con mucha menos intensidad y cobertura, pero no previó que los sistemas crecieron y se empezaron a desplazar. Por otro lado, en los episodios del 20/10/2009, 21/04/2011 y 22/09/2011, los valores de CSI son de 27%, 27% y 30% respectivamente. En los dos primeros de éstos tres episodios se registraron grandes sistemas de precipitación estratiforme. En el tercero se presentaron varios sistemas de lluvia sobre el Mediterráneo Occidental con mucho crecimiento y decrecimiento debido a un flujo de Levante. En los tres casos, el

modelo previó los sistemas más grandes, aunque con algunos errores en las intensidades y en la localización. En los demás episodios los valores de CSI están alrededor del 20%.

Estos resultados permiten concluir que, en ciertos tipos de episodios, principalmente convectivos, el modelo NMM-ES no es capaz de representar adecuadamente los fenómenos atmosféricos que ocurren. Pero, en otro tipo de episodios, generalmente donde se presentan grandes sistemas de precipitación, el modelo NMM-ES realiza una previsión en cierto modo acertada, aunque sus previsiones siguen siendo de menor calidad que las de la técnica de extrapolación en las primeras tres o cuatro horas de previsión.

En el caso del dominio centroeuropeo (ver Figura 3.10), se aprecian diferencias entre los valores de verificación de la técnica de extrapolación, los cuales dependen en gran parte de si existía una gran masa de lluvia o si la precipitación era fragmentada, y si era más convectiva o más estratiforme. En cuanto al modelo meteorológico, el promedio de los valores de CSI para un umbral de 0.2 mm en todos los episodios es del 30%, pero al igual que en el dominio español, hay diferencias importantes entre los diferentes episodios. Por ejemplo, en episodios con precipitación fragmentada por todo el dominio de estudio tales como los ocurridos el 05/08/2011 y el 09/08/2014, el promedio de valores de CSI para un umbral de 0.2 mm es del 20% y 19% respectivamente. Para episodios con grandes áreas de precipitación tales como los del 29/06/2011, 10/07/2011 y el 11/09/2011 los valores de CSI para un umbral de 0.2 mm fueron de 43%, 44% y 39% respectivamente. En los demás episodios, se presentan sistemas de precipitación no tan extensos ni tan fragmentados, en los cuales en promedio los valores de CSI para un umbral de 0.2 mm están alrededor del 30%.

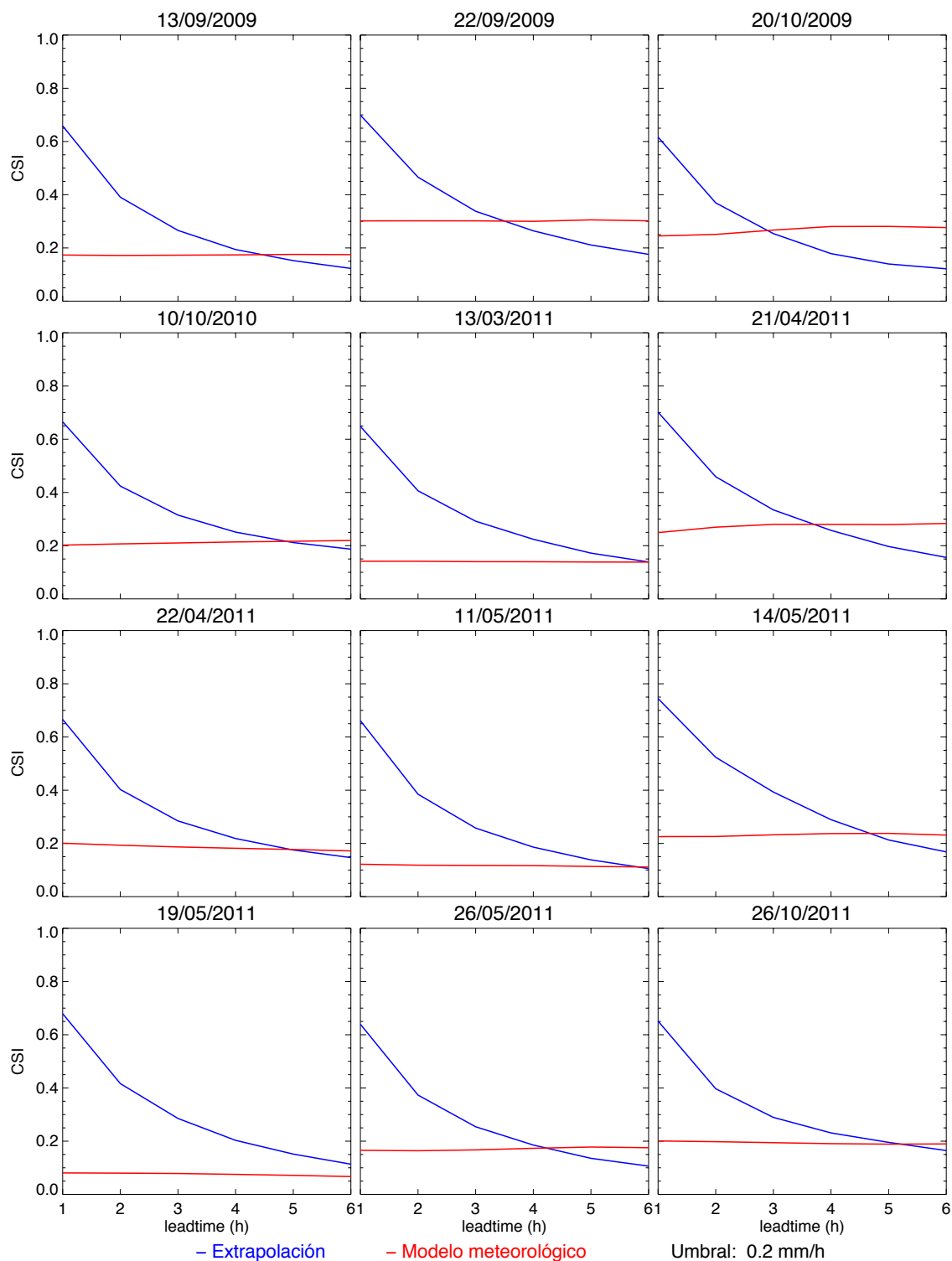


Figura 3.9. CSI de la técnica de extrapolación (línea azul) y el modelo meteorológico (línea roja) con un umbral de 0.2 mm/h para cada uno de los episodios de estudio sobre el dominio español.

En cuanto al tiempo de previsión a partir del cual los modelos meteorológicos empiezan a proporcionar mejores resultados que las de las técnicas de extrapolación, algunos

autores (por ejemplo Lin et al. 2005; Mandapaka et al. 2011) han encontrado que varía dependiendo principalmente de la implementación del modelo meteorológico utilizado, del dominio de estudio y del tipo de episodio. Lin et al. (2005) han encontrado que el tiempo en el cual los modelos meteorológicos empezaban a proporcionar mejores resultados se encuentra a partir de la sexta hora de previsión al comparar los resultados de su algoritmo de extrapolación (MAPLE) y de varios modelos meteorológicos (ETA, GEM, GEM y WRF) sobre Estados Unidos, usando un ancho de malla común de 12 km. De igual manera, Mandapaka et al. (2011) han encontrado que el modelo meteorológico COSMO-2 empieza a proporcionar mejores resultados que MAPLE entre la segunda y tercera hora de previsión en un estudio similar sobre el territorio suizo.

En el presente estudio, el tiempo de previsión a partir del cual el modelo meteorológico empieza a proporcionar mejores resultados varía dependiendo de la situación meteorológica y de la habilidad del modelo meteorológico para realizar la previsión en cada situación particular. Teniendo en cuenta los valores de CSI para un umbral de 0.2 mm, en la mayoría de los episodios, este tiempo de previsión se encuentra entre la cuarta y quinta hora para el dominio español y entre la tercera y cuarta hora para el dominio centroeuropeo.

3.5 Resumen y conclusiones

En este capítulo se utilizaron las previsiones de precipitación de dos modelos meteorológicos de diferentes características en dos dominios diferentes (el modelo NMM-ES con un ancho de malla de 12 km sobre el dominio español, y el modelo COSMO-DE con un ancho de malla de 2.8 km sobre un dominio centroeuropeo) con el fin de analizar la calidad de sus previsiones y compararla con la de la técnica de extrapolación presentada en el Capítulo 2.

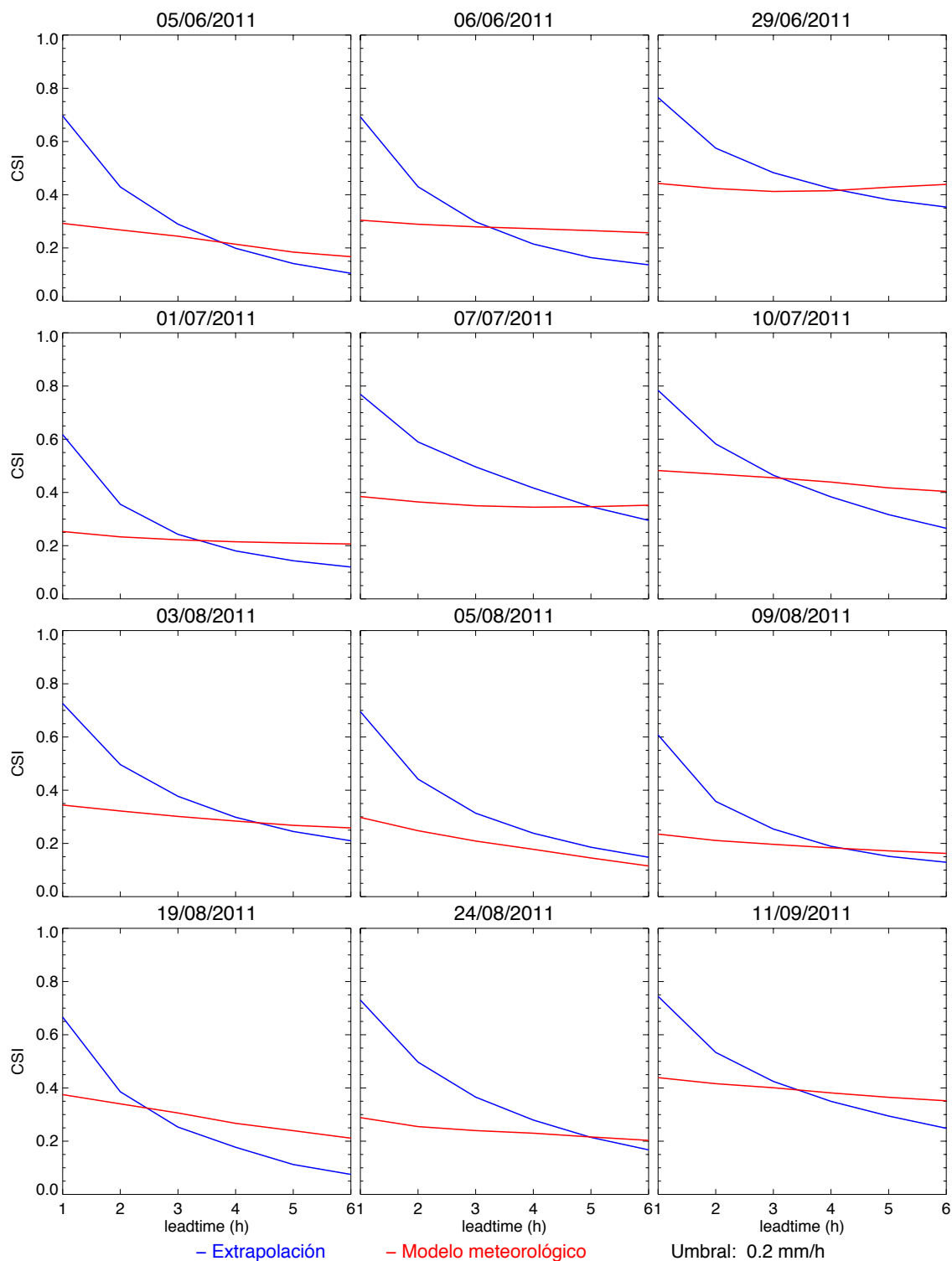


Figura 3.10. Como en la Figura 3.9 pero para los episodios sobre el dominio centroeuropeo.

Debido a las diferentes características de los dos modelos meteorológicos utilizados, los resultados muestran que hay diferencias importantes en las previsiones de precipitación de ambos. Por un lado, el modelo NMM-ES sobreestima las intensidades bajas y

subestima las intensidades altas, y por el otro, el modelo COSMO-DE subestima todas las intensidades. Estos resultados son coherentes con los resultados presentados por Oberto et al. (2010) y Oberto et al. (2012) ya que utilizaron modelos similares, aunque el análisis lo realizaron con acumulaciones diarias y usaron como referencia datos de pluviómetros.

Teniendo en cuenta estos resultados, se ha realizado una corrección de intensidades a las previsiones de precipitación proporcionadas por los modelos meteorológicos, imponiéndoles la CDF de las acumulaciones horarias calculadas con las observaciones del radar. Al realizar dicha corrección, los valores de RMSE son iguales o peores que al no aplicar la corrección, pero los valores de CSI son un poco más altos que al no aplicar la corrección. A pesar de los resultados contradictorios de estos indicadores, se decide utilizar la corrección de intensidades para realizar la combinación en los próximos capítulos, debido a que se considera importante que las previsiones del modelo meteorológico tengan la misma función de distribución de probabilidades que la precipitación observada con los radares meteorológicos.

Las previsiones de precipitación del modelo NMM-ES en promedio tienen resultados similares para todos los tiempos de previsión, mientras que la calidad de las previsiones del modelo COSMO-DE empieza con valores altos, gracias al sistema de asimilación de observaciones, y tiende a decaer a medida que aumenta el tiempo de previsión hasta aproximadamente la sexta hora de previsión, a partir de la cual se estabiliza. Además, cabe resaltar, que los valores de CSI, POD y FAR del modelo COSMO-DE muestran mejores resultados en las simulaciones de las 1500, 1800 y 2100 UTC. Esto puede asociarse a que, en la temporada cálida, al finalizar la tarde, los procesos de inicio de los sistemas de precipitación generalmente ya han pasado y el modelo debe encargarse principalmente de la previsión de la evolución de la precipitación (advección y decrecimiento).

Por otro lado, la calidad de las previsiones de precipitación del modelo NMM-ES es muy baja, con valores promedio de CSI del 20%, mientras la calidad de las previsiones del modelo COSMO-DE es más alta, con valores promedio de CSI del 30%. Estas diferencias en la calidad se pueden atribuir a que el modelo COSMO-DE utiliza un

ancho de malla fino, tiene una alta frecuencia de actualización y utiliza un sistema de asimilación de observaciones con el ancho de malla del modelo meteorológico. Adicionalmente, las previsiones del modelo COSMO-DE inician con valores altos en las métricas de verificación, pero que a medida que aumenta el tiempo de previsión se van perdiendo los efectos del sistema de asimilación de observaciones y los valores de las métricas disminuyen. A pesar de que las métricas de verificación sobre ambos dominios no se pueden comparar directamente porque se tratan de diferentes episodios y sobre diferentes dominios, los resultados indican que en promedio las previsiones del modelo COSMO-DE son un 10% mejores que las del modelo NMM-ES.

Finalmente, al comparar los resultados de los modelos meteorológicos con los de la técnica de extrapolación, se ha encontrado que el punto de cruce donde los modelos empiezan a proporcionar mejores resultados que la técnica de extrapolación generalmente está entre la cuarta y la quinta hora de previsión para el dominio español, y entre la tercera y cuarta hora de previsión para el dominio centroeuropeo. Este punto de cruce depende mucho del tipo de episodio y de la capacidad del modelo meteorológico de representarlo.

Para concluir, teniendo en cuenta que los modelos meteorológicos contemplan los procesos de crecimiento y decrecimiento de la precipitación, pero que en los primeros instantes de previsión no proporcionan tan buenos resultados como las técnicas de extrapolación, parece apropiado intentar combinarlos, para aprovechar las mejores características de ambas previsiones. Para ello, en los siguientes capítulos se desarrollarán varias aproximaciones para combinarlos y finalmente determinar cuál proporciona los mejores resultados.

Capítulo 4

Combinación de la precipitación prevista con técnicas de extrapolación y modelos meteorológicos

4.1 Introducción

Teniendo en cuenta los resultados presentados en los capítulos anteriores, la calidad de la precipitación prevista con técnicas de extrapolación de datos radar decrece rápidamente a medida que aumenta el tiempo de previsión debido a que éstas, generalmente, no tienen en cuenta el crecimiento y decrecimiento de la precipitación. Por otro lado, la calidad de las previsiones de los modelos meteorológicos es más baja que la de la extrapolación para las primeras horas de previsión; pero para tiempos de previsión mayores a cuatro o cinco horas, la calidad de la precipitación prevista con los modelos meteorológicos es mayor. Debido a lo anterior, varios autores (Golding 1998; Kilambi y Zawadzki 2005; Bowler et al. 2006; Yeung et al. 2009; Atencia et al. 2010; Sun et al. 2013) han manifestado que la mejor previsión de precipitación para el muy corto plazo se obtiene combinando precipitación prevista con las técnicas de extrapolación y los modelos meteorológicos.

Es así como, en los últimos años se han desarrollado varios sistemas de combinación de la precipitación prevista con técnicas de extrapolación y modelos meteorológicos, con el fin de obtener mejores previsiones (Golding 1998; Kilambi y Zawadzki 2005; Bowler et al. 2006; Yeung et al. 2009; Atencia et al. 2010; Pinto et al. 2010; Kober et al. 2011). La mayoría de estos sistemas realizan una combinación lineal de la precipitación prevista con las técnicas de extrapolación y los modelos meteorológicos de la siguiente forma:

$$R_b = w_e R_e + w_m R_m \quad (4.1)$$

donde R_e , R_m y R_b son los campos de precipitación prevista con la técnica de extrapolación, el modelo meteorológico, y la combinación de los dos respectivamente. w_e y w_m son los pesos que se le asignan a la precipitación prevista con la técnica de extrapolación y con el modelo meteorológico respectivamente.

Uno de los principales retos a la hora de realizar la combinación es utilizar los pesos, con los cuales que se obtenga la mejor previsión para cada uno de los tiempos de previsión. Para seleccionar los pesos que se utilizan en la combinación se han utilizado diferentes estrategias. Algunos sistemas utilizan pesos fijos (Kilambi y Zawadzki 2005; Kober et al. 2011), mientras que otros calculan los pesos basados en la calidad de las previsiones, tanto de la extrapolación como del modelo meteorológico, en el pasado reciente (Wong et al. 2009; Atencia et al. 2010).

La incorrecta localización de la precipitación prevista con los modelos meteorológicos puede tener efectos no deseados a la hora de realizar la combinación con las previsiones de la extrapolación. Para intentar minimizar los efectos de este problema SWIRLS-2, CoSPA y el sistema propuesto por Atencia et al. (2010) realizan una corrección de localización a las previsiones del modelo meteorológico antes de hacer la combinación. La corrección de localización consiste en hacer cambios en la localización de la precipitación prevista con los modelos meteorológicos, utilizando la precipitación observada. En el caso de SWIRLS-2, la corrección se determina usando el método RAPIDS (Wong et al. 2009). RAPIDS realiza una transformación óptima que resuelve la ecuación de flujo óptico. Por otro lado, los sistemas propuestos por Atencia et al. (2010) y Pinto et al. (2010) utilizaron la técnica propuesta por Brewster (2003). Esta técnica es similar al método TREC, pero en vez de estimar la velocidad de la precipitación, estima los cambios en la localización que habría que hacerles a las previsiones de precipitación del modelo meteorológico, para que queden en la localización que está la lluvia observada. La principal diferencia con TREC, es que minimiza las diferencias al cuadrado de la lluvia prevista con el modelo meteorológico y las observaciones en vez de maximizar la correlación.

Atencia et al. (2010) mostraron como después de hacer la corrección de localización, los resultados del modelo mejoraban considerablemente respecto al modelo sin dicha corrección en un conjunto controlado de seis episodios. Sin embargo, los resultados operacionales de CoSPA, presentados por Pinto et al. (2010), mostraron como la efectividad de estas correcciones disminuye rápidamente a medida que aumenta el tiempo de previsión (sólo se consiguen mejores resultados al aplicar la corrección de localización en las primeras 2.5 horas de previsión, ver Figura 5 en Pinto et al. 2010).

La principal diferencia de STEPS (Bowler et al. 2006) respecto a los demás sistemas de combinación de previsiones de precipitación es que realiza una descomposición por escalas de la precipitación prevista con la técnica de extrapolación y los modelos meteorológicos, y realiza la combinación en cada una de las escalas. Los pesos utilizados para combinar cada una de las escalas se basan en la predictibilidad de la precipitación en cada escala en el pasado reciente.

En resumen, la mayoría de los sistemas realiza una combinación lineal de la precipitación, algunos utilizando pesos fijos y otros utilizando pesos basados en el funcionamiento en el pasado reciente. Algunos de los sistemas aplican una corrección de localización y/o intensidades de las previsiones de precipitación de los modelos meteorológicos. Los efectos de la corrección de localización se pierden muy rápidamente a medida que aumenta el tiempo de previsión y como las previsiones de las técnicas de extrapolación son mucho mejores que las de los modelos en las primeras horas de previsión, incluso después de hacer la corrección de localización, sus efectos en la combinación son muy pequeños. Por otro lado, los efectos de la corrección de intensidades generalmente se mantienen a lo largo de todo el tiempo de previsión. Debido a lo anterior, de cara a la combinación, se utilizan las previsiones del modelo meteorológico después de realizarle la corrección de intensidades (presentada en el capítulo anterior).

4.2 Metodología

En este capítulo se presentan tres aproximaciones diferentes a la combinación lineal de la precipitación prevista con la técnica de extrapolación y con los modelos meteorológicos (en forma similar a la presentada en la ecuación 4.1). Las diferencias en las tres configuraciones están en la manera de definir y/o obtener los pesos necesarios para realizar la combinación. Adicionalmente, se presenta un análisis de la calidad de las previsiones de cada configuración en los dominios de estudio, para determinar con cual configuración se consiguen los mejores resultados.

4.2.1 Combinación de la precipitación prevista con técnicas de extrapolación y modelos meteorológicos basada en Pesos Fijos (CPF)

La forma inicial más sencilla de combinar la precipitación prevista con la técnica de extrapolación y con los modelos meteorológicos es utilizando unos pesos fijos para cada tiempo de previsión. La idea de fondo de esta configuración es que, para cada una de las horas de previsión, la relación entre la calidad de las previsiones de las técnicas de extrapolación y la de los modelos meteorológicos es constante. En esta configuración la combinación se realiza utilizando la ecuación 4.2:

$$R_{b,t}(x, y, t_1) = w_\tau R_{e,t}(x, y, t_1) + [1 - w_\tau] R_{m,t_m}(x, y, t_1) \quad (4.2)$$

donde R_e , R_m y R_b son los campos de precipitación prevista con la técnica de extrapolación por persistencia Lagrangiana, el modelo meteorológico, y la combinación de los dos respectivamente. Las previsiones obtenidas con el algoritmo de extrapolación se realizan con las observaciones del tiempo t , con un tiempo de previsión $\tau = t_1 - t$. Para el modelo meteorológico, t_m es el tiempo en el que fue ejecutada la última simulación disponible, y τ_m es el tiempo de previsión para el instante t_1 ($\tau_m = t_1 - t_m$). Los pesos que se utilizan para realizar la combinación, w_τ , sólo dependen del tiempo de previsión.

Los pesos deben ser determinados de tal forma que se obtengan los mejores resultados en términos de una o varias métricas de bondad. Algunos autores (Kilambi y Zawadzki 2005; Kober et al. 2011) han basado estos pesos en el funcionamiento histórico o

climatológico de la técnica de extrapolación y del modelo meteorológico. En este trabajo se buscaron los pesos que proporcionen los mejores resultados para cada tiempo de previsión en términos de CSI (para un umbral de 0.2 mm). Para cada tiempo de previsión se evaluaron los resultados obtenidos al utilizar todos los posibles valores del peso entre 0 y 1 discretizados en pasos de 0.05, para finalmente seleccionar el valor del peso que maximiza el valor de CSI.

En la Figura 4.1 se presentan los valores de CSI para el umbral de 0.2 mm obtenidos al variar el peso de la combinación w_t para cada uno de los tiempos de previsión y utilizando los episodios presentados en la Tabla A.1. El símbolo en cada línea indica el valor del peso con el cual se obtiene el valor máximo de CSI. Es así como, para la primera hora de previsión el peso con el que se obtienen mejores resultados es de 1, es decir que es la misma previsión de la extrapolación. A medida que aumenta el tiempo de previsión, el peso que se le asigna a la extrapolación va disminuyendo y además, se vuelve menos sensible, es decir que se va incrementando el rango de valores dentro de los cuales el CSI no varía significativamente. Por ejemplo, para la quinta hora de previsión los pesos entre 0.30 y 0.60 producen prácticamente los mismos resultados en términos de CSI para el umbral de 0.2 mm. Esta insensibilidad del peso se debe principalmente a que, en promedio, la calidad de las previsiones del modelo meteorológico y de la técnica de extrapolación a partir de la cuarta hora de previsión son parecidas y muy bajas; por lo tanto, en promedio no importa mucho el peso que se utilice.

Por otro lado, teniendo en cuenta que los pesos pueden cambiar dependiendo de la situación meteorológica, se ha realizado un análisis para determinar cuáles serían los mejores pesos fijos con los que se obtendrían los mejores resultados para cada episodio y así determinar la variabilidad de éstos con la situación meteorológica y con las previsiones de los modelos meteorológicos. En la Figura 4.2 se presentan los valores de CSI para un umbral de 0.2 mm de las previsiones de precipitación con la técnica de extrapolación (líneas de colores para cada hora de previsión) y el modelo NMM-ES (línea negra) para los episodios sobre el dominio español (panel a) y los pesos fijos con los que se obtendrían los mejores resultados en cada episodio y para cada hora de previsión (panel b).

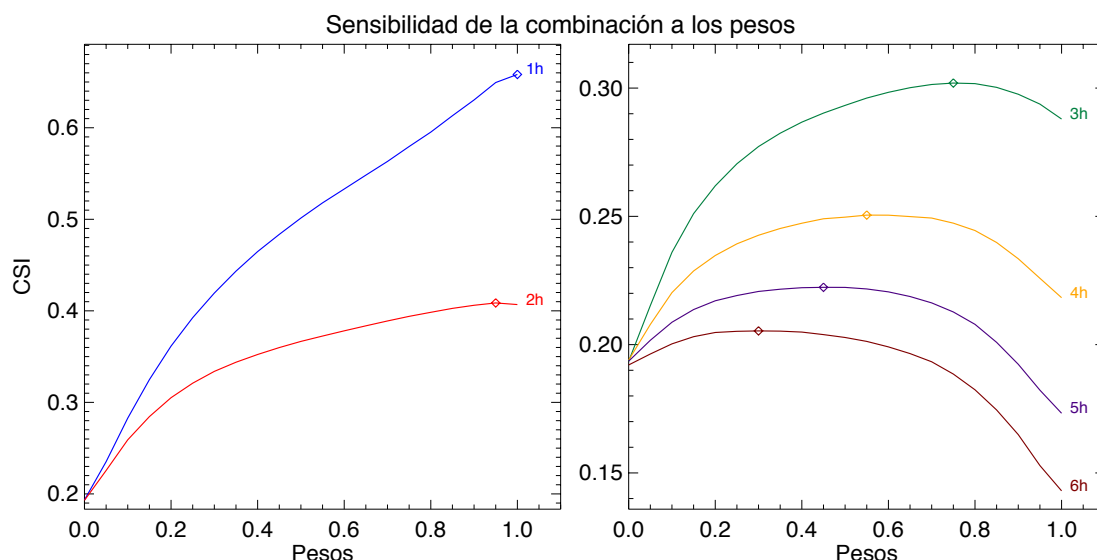


Figura 4.1. Análisis de sensibilidad de la combinación a los pesos que se utilizan en la combinación, para cada una de las horas de previsión usando todos los episodios sobre el dominio español. El símbolo indica el peso con el que se obtienen los mejores resultados en términos de CSI (umbral de 0.2 mm) para cada tiempo de previsión.

Al realizar un análisis visual de la Figura 4.2 se aprecia como los pesos para las dos primeras horas de previsión son muy similares en todos los episodios debido a las grandes diferencias entre la calidad de la precipitación prevista con la técnica de extrapolación y con el modelo NMM-ES. Para las demás horas de previsión, la diferencia en la calidad de las previsiones de ambas no es tan diferente y entonces el valor de los pesos fijos está relacionado con de las diferencias relativas de los valores de CSI de la precipitación prevista con la técnica de extrapolación y con el modelo NMM-ES. Así, para tiempos de previsión de más de 3 horas, cuando los valores de CSI del modelo meteorológico son bajos comparados con los de la extrapolación, los pesos de la extrapolación son mayores (por ejemplo 2011/03/13, 2011/05/11 o 2011/05/19, el primero un caso estratiforme con mucho crecimiento y decrecimiento, y los últimos dos episodios convectivos, también con mucho crecimiento y decrecimiento) y cuando los valores de CSI de las previsiones del modelo NMM-ES son un poco más altos, al compararlos con los de la técnica de extrapolación, los pesos fijos con los que se obtienen los mejores resultados son más bajos (por ejemplo en los episodios de 2009/09/22 o 2009/10/20, el primero con precipitación asociada a un flujo de levante y el segundo es un sistema frontal).

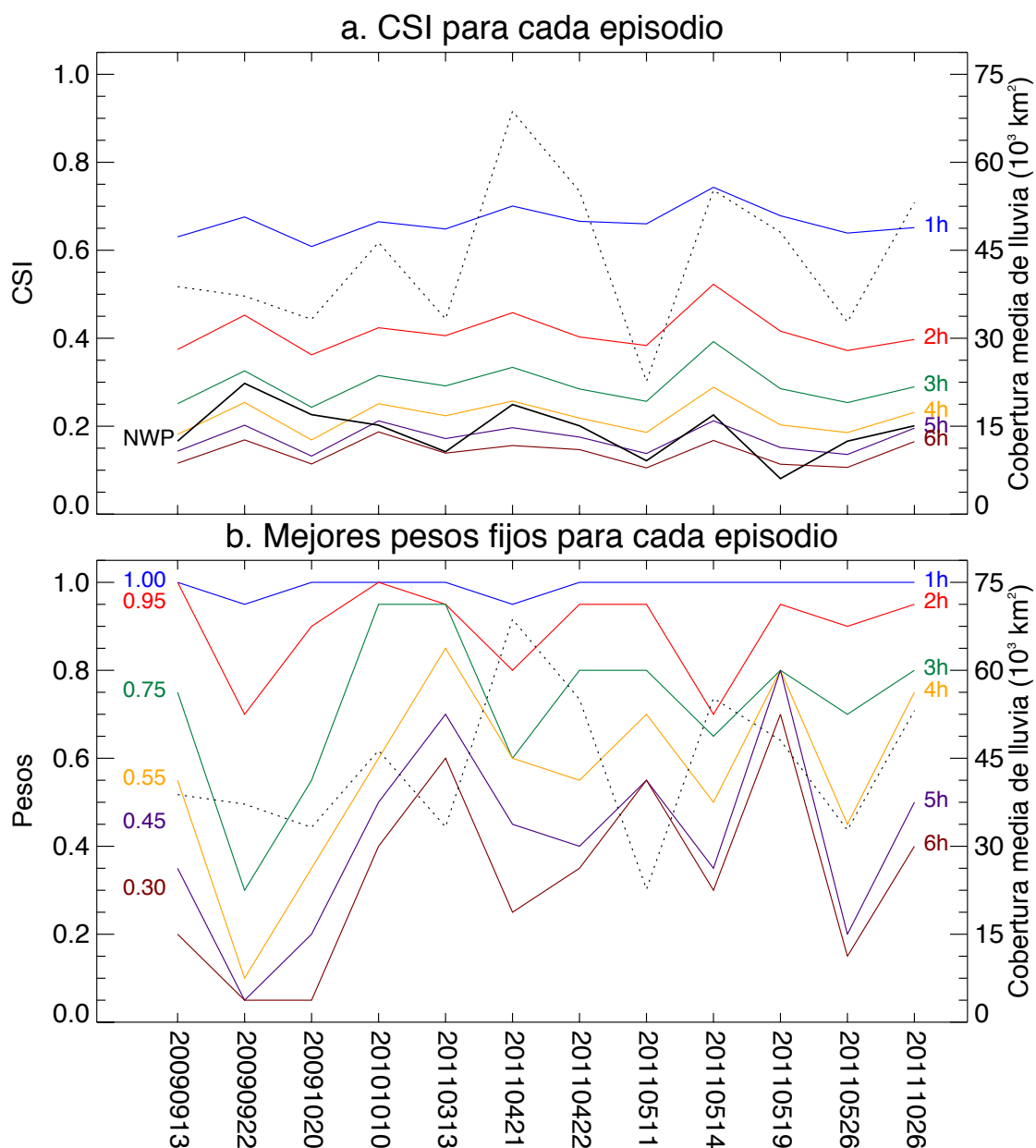


Figura 4.2. a) CSI promedio de la extrapolación para cada tiempo de previsión (líneas sólidas de colores) y CSI promedio del modelo NMM-ES (línea sólida negra). También se presenta la cobertura media de lluvia en cada episodio (línea punteada negra). b) Pesos con los que se obtendrían los mejores resultados en cada uno de episodios para cada tiempo de previsión. Los números a la izquierda representan los pesos con los que se obtienen los mejores resultados en todos los episodios. Los valores de CSI fueron calculados utilizando un umbral de 0.2 mm.

Teniendo en cuenta la variación que existe en los pesos entre los diferentes episodios, se ha realizado un proceso de validación de los pesos fijos que se deberían usar en la combinación, para determinar si es apropiado usar un solo conjunto de pesos fijos para todos los episodios. Este proceso de validación está basado en el *3-fold cross-validation*

(Kohavi 1995; Refaeilzadeh et al. 2009), el cual consiste en separar los episodios en dos grupos aleatorios, un grupo de entrenamiento, que en el presente trabajo consta de 8 episodios (67% de los episodios), y un grupo de validación con los restantes 4 episodios (33% de los episodios). Con el grupo de entrenamiento se buscan los pesos que producen los mejores resultados en términos de CSI (similar a lo realizado en la Figura 4.1 pero sólo para los episodios en el grupo de entrenamiento), después estos pesos se evalúan en el grupo de validación. Paralelamente, se encuentran el conjunto de pesos fijos con los que se obtendrían los mejores valores de CSI para el grupo de validación. Finalmente, se comparan los pesos obtenidos con cada grupo y se compara la calidad de los resultados obtenidos en el grupo de validación, usando los pesos obtenidos con cada grupo. Además, para evitar que los resultados estén determinados por los episodios que aleatoriamente se ubican en el grupo de entrenamiento y de validación, este proceso de validación se realiza varias veces, separando aleatoriamente los episodios en los grupos de entrenamiento y de validación con la restricción de que todos los episodios deben estar el mismo número de ocasiones en el grupo de entrenamiento y en el grupo de validación, con el fin que el proceso de validación sea equitativo. En este trabajo el proceso de validación, separando aleatoriamente los episodios en el grupo de entrenamiento y validación, se ha realizado 30 veces.

En la Figura 4.3 se presentan tanto los mejores pesos del grupo de entrenamiento, como los mejores pesos del grupo de validación para cada una de las 30 tandas o simulaciones. Se puede observar como los pesos de los grupos de entrenamiento y validación oscilan alrededor de los pesos fijos y que las diferencias entre los pesos obtenidos con cada uno de los grupos (entrenamiento y validación) en las diferentes simulaciones son inferiores a 0.15 (con la excepción de la simulación 28, donde se aprecian diferencias de hasta 0.3).

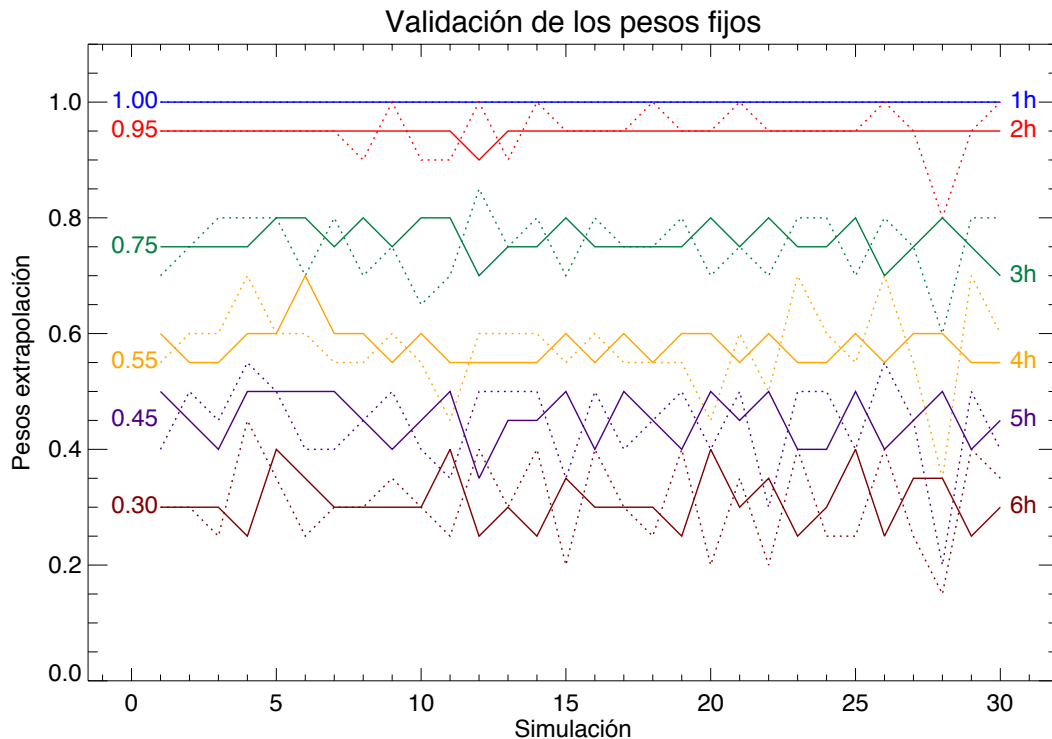


Figura 4.3 Mejores pesos para en grupo de entrenamiento (línea sólida) y para el grupo de validación (línea punteada), para cada uno de los tiempos de previsión (líneas de colores) y para cada una de las 30 simulaciones. Los números a la izquierda son los pesos con los que se obtienen los mejores resultados usando todos los episodios.

A pesar de estas diferencias que existen entre los pesos que producen los mejores resultados en los dos grupos (entrenamiento y validación), las variaciones que se obtienen en términos de CSI de usar los pesos fijos obtenidos con los episodios en el grupo de entrenamiento y en el grupo de validación son mínimas (ver Figura 4.4). Debido a las diferencias mínimas en la verificación (diferencias en los valores de CSI para un umbral de 0.2 mm menores a 0.2%), se puede concluir que la combinación no es sensible a los valores de los pesos fijos y que los pesos fijos encontrados con todos los episodios utilizados en el presente estudio pueden ser utilizados en cualquier episodio sobre el dominio español sin obtener variaciones importantes en la calidad de las previsiones.

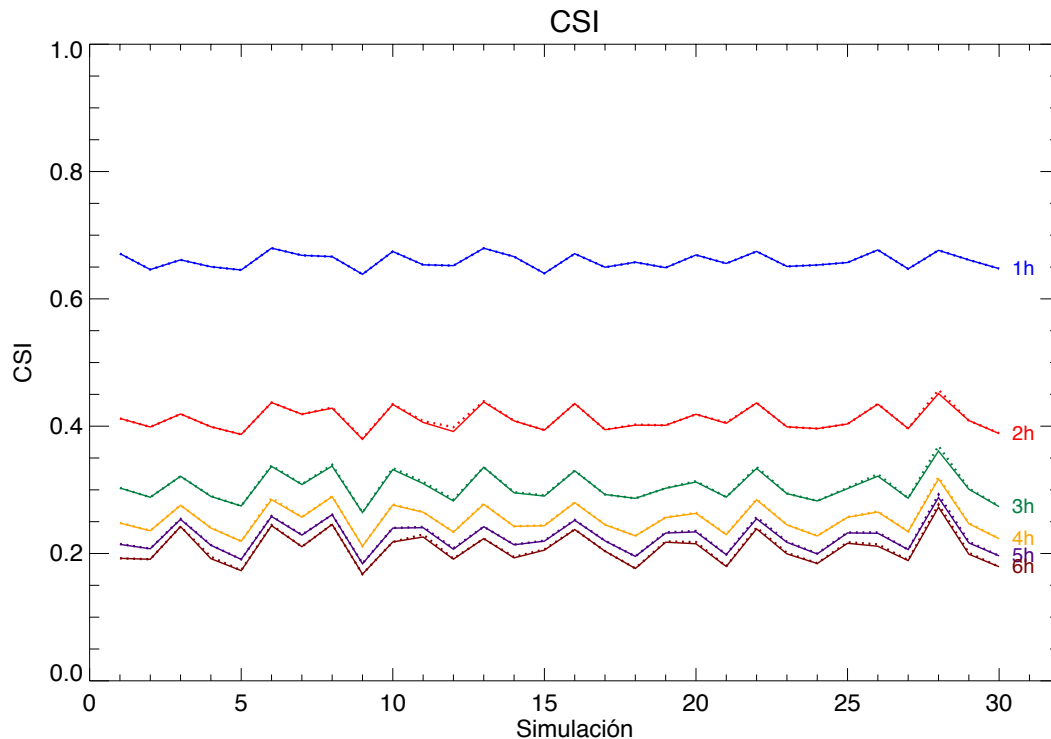


Figura 4.4. CSI usando los episodios del grupo de validación, con los pesos encontrados usando el grupo de entrenamiento (línea sólida) y el grupo de validación (línea punteada).

4.2.2 Combinación de precipitación prevista usando información del funcionamiento del Pasado Reciente (CPR)

En este apartado se trabaja sobre una segunda configuración que determina unos pesos basados en el funcionamiento de ambas metodologías en el pasado reciente, de forma parecida a la propuesta por Wong et al. (2009) y Atencia et al. (2010). La lógica de este enfoque es que el funcionamiento de las técnicas de extrapolación y de los modelos meteorológicos en el pasado reciente, pueden ser un buen indicador para determinar la mejor manera de combinarlos en el tiempo actual. La principal diferencia con los sistemas anteriormente mencionados está en la forma en que se definen los pesos que se le asignan a cada uno de los dos componentes.

La combinación se realiza usando los campos de precipitación prevista de la siguiente forma:

$$R_{b,t}(x,y,t_1) = w_{t,\tau} R_{e,t}(x,y,t_1) + [1 - w_{t,\tau}] R_{m,t_m}(x,y,t_1) \quad (4.3)$$

análogamente a lo presentado en la sección anterior (ecuación 4.2), pero en este caso, los pesos en la ecuación son calculados usando la calidad de las previsiones en términos de CSI de ambos (la técnica de extrapolación y el modelo meteorológico), en el pasado reciente de la siguiente forma:

$$w_{t,\tau}(t_1) = \frac{[CSI_e(\tau)]_{t-\Delta t:t}^2}{[CSI_e(\tau)]_{t-\Delta t:t}^2 + [CSI_m]_{t-\Delta t:t}^2} \quad (4.4)$$

donde el $CSI_e(\tau)$ es la verificación en términos de CSI de la técnica de extrapolación para el tiempo de previsión τ . $[]_{a:b}$ significa que el CSI es calculado sobre el intervalo de tiempo $[a:b]$ (en nuestro caso, se calcula usando las observaciones más recientes y las diferentes previsiones que se realizaron para los mismos instantes de tiempo que dichas observaciones. Después de realizar pruebas con diferentes intervalos de tiempo, se ha encontrado que utilizando las últimas cuatro horas se obtienen los mejores resultados. Finalmente, CSI_m no depende de τ porque se utilizan únicamente las previsiones de la última simulación del modelo meteorológico. Implícitamente, se asume (de la misma forma que argumentan otros autores, por ejemplo: Kilambi y Zawadzki 2005; Clark et al. 2009) que después del periodo de calentamiento del modelo, la calidad de las previsiones del modelo meteorológico no depende significativamente del tiempo de previsión.

En las Figuras 4.5 - 4.7 se presenta la evolución del CSI para un umbral de 0.2 mm, de tres episodios (21/04/2011, 13-18/09/2009 y 11-12/05/2011 respectivamente), para los tiempos de previsión entre una y seis horas, tanto de la extrapolación (líneas continuas azules) como del modelo meteorológico (líneas continuas rojas). También se presenta la evolución de los pesos que son calculados y utilizados por la configuración CPR (línea discontinua verde). Adicionalmente, con el fin de determinar la calidad de los pesos utilizados, se presenta la evolución del peso con el que se obtendrían los mejores resultados en términos de CSI (línea discontinua amarilla). Finalmente, con el fin de tener una idea del impacto de la cantidad de lluvia sobre las métricas de verificación, y por lo tanto en los pesos basados en el pasado reciente, en la gráfica de la primera hora de previsión (arriba-izquierda) se presenta el área de lluvia de las observaciones basadas en el radar (línea punteada azul) y de las previsiones proporcionadas por el modelo

meteorológico (línea punteada roja). Cabe resaltar que, para las primeras horas de cada episodio, como no se tiene información del funcionamiento de la extrapolación y del modelo meteorológico en el pasado reciente, se utilizan los pesos fijos encontrados con la configuración mostrada en la sección anterior (las líneas punteadas verdes, inician con un valor constante en las primeras horas del episodio).

En el episodio del 21/04/2011 (ver Figura 4.5) se puede observar cómo evoluciona la verificación y los pesos tanto de la extrapolación como del modelo meteorológico. Se puede apreciar la gran variabilidad que hay en los pesos con los que se obtendrían los mejores resultados (línea amarilla discontinua), la cual se produce por los cambios en la calidad de las previsiones de cada una de las dos metodologías y también por el cambio tan rápido que puede presentarse en la relación que hay entre ellos. Adicionalmente, se puede observar que los pesos calculados usando la calidad de las previsiones en el pasado reciente (línea verde discontinua) en términos generales siguen la tendencia de los pesos con los que se obtendrían los mejores resultados. En la misma figura puede apreciarse que antes de las 1200 UTC, cuando había poca precipitación, la calidad de las previsiones del modelo meteorológico era baja, con valores de CSI muy cercanos a cero, por lo tanto, la extrapolación proporcionaba mejores resultados, provocando que los pesos de la extrapolación, con los que se conseguirían los mejores resultados fueran muy cercanos a uno para todos los tiempos de previsión. A partir de las 1400 UTC, la calidad de las previsiones de ambas metodologías empezó a mejorar y la relación entre ellas fue más o menos constante en cada uno de los tiempos de previsión, lo que permitió que los pesos basados en la verificación del pasado reciente tuvieran una tendencia similar a la de los pesos con los que se obtendrían los resultados óptimos. Entre las 1400 y 1800 UTC se presentaron las mayores diferencias entre los pesos basados en el pasado reciente y los pesos con los que se obtendrían los mejores resultados, por ejemplo, para la cuarta, quinta y sexta hora de previsión, el peso utilizado está cerca de 0.5 mientras que el peso con el que se conseguirían los mejores resultados está cerca de 0.2. Estas diferencias se producen principalmente porque justo antes de este rango de horas, la calidad de las previsiones del modelo meteorológico empezó a mejorar, y al haber un cambio en la tendencia de los resultados del modelo meteorológico con respecto a lo que pasaba en las horas de la mañana, los pesos

basados en el pasado reciente tardan entre dos y tres horas en reaccionar a estos cambios.

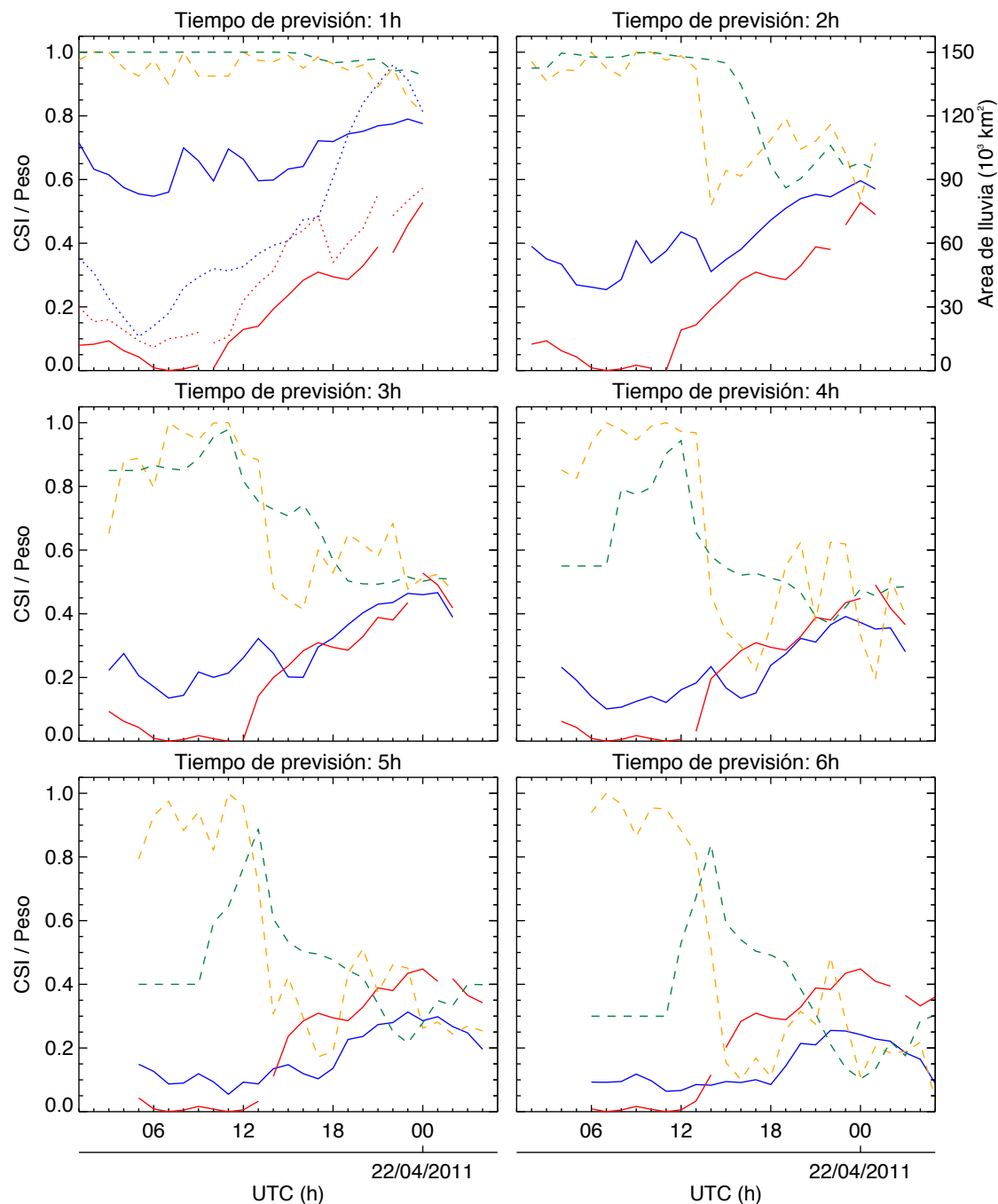


Figura 4.5. CSI para un umbral de 0.2 mm (líneas continuas) para las previsiones de la extrapolación (línea azul) y del modelo meteorológico (línea roja). Las líneas discontinuas son el peso que se calcula usando el funcionamiento del pasado reciente (línea verde). Como referencia se presenta el peso con el que se obtendrían los mejores resultados en términos de CSI (línea amarilla), para el episodio del 21/04/2011. Las líneas punteadas (sólo en la primera hora de previsión, panel superior izquierdo) corresponden con el área de lluvia observada (azul) y prevista con el modelo meteorológico (roja).

En el episodio del 09/10/2011 al 12/10/2011¹⁰⁹ (ver Figura 4.6), se puede observar una gran variabilidad en los valores de CSI tanto de la extrapolación como del modelo meteorológico. Para las primeras dos horas de previsión, esta variabilidad no es tan importante a la hora de calcular los pesos para la combinación, porque la calidad de la precipitación prevista con la técnica de extrapolación es mucho mayor que la de las previstas con el modelo NMM-ES, provocando que el peso asignado a las previsiones de la técnica de extrapolación sea cercano a 1. Por otro lado, para tiempos de previsión mayores a 3 horas, los valores de CSI de ambas previsiones oscilan alrededor de medias similares; esto unido a la alta variabilidad de los valores de CSI provoca cambios importantes en la relación en la calidad de cada los sistemas de previsión de la precipitación; provocan una alta variabilidad del peso con el cual se obtendrían los mejores resultados. Adicionalmente, teniendo en cuenta que los pesos en esta configuración están basados en la información del pasado reciente, al utilizar las últimas cuatro horas para calcular los valores de las métricas de verificación en las que se basan estos pesos, su variación no es tan grande y están rezagados en el tiempo al comprarlos con los pesos con los que se obtendrían los mejores resultados. Este retraso junto con la alta variabilidad del CSI, causa que, en algunos instantes de tiempo, los pesos que se utilizan para realizar la combinación sean muy diferentes a los que se deberían utilizar para obtener los mejores resultados. Por ejemplo, para la sexta hora de previsión, alrededor de las 1200 UTC del 10/10/2010, el peso basado en el pasado reciente es cercano a 0.5, mientras que el peso óptimo es cercano a 0 y en las horas de la tarde (cerca de las 2000 UTC) el peso basado en el pasado reciente es cercano a 0.15, mientras que el peso óptimo es mayor a 0.6.

estos dos tipos de periodos es muy rápida, lo que provoca que los pesos basados en el pasado reciente no sean los adecuados en las horas siguientes a la transición, ya que le asignan más peso a la previsión que se le debería dar menos peso y viceversa. Por ejemplo, el 11/05/2011 a las 1700 UTC es uno de estos periodos, ya que a partir de dicha hora la calidad de las previsiones del modelo NMM-ES empieza a decrecer, por lo tanto, el peso que se le debería dar a la extrapolación aumenta, pero el peso basado en el pasado reciente se demora un cierto tiempo en hacerlo, principalmente para los tiempos de previsión mayores a tres horas. De forma similar, el día 12/05/2011 a las 1100 UTC empieza a mejorar la calidad de las previsiones del modelo NMM-ES, por lo tanto, el peso con el que se conseguirían los mejores resultados empieza a disminuir, pero el peso calculado tarda un cierto tiempo en reaccionar a estos cambios y hay un cierto periodo de tiempo donde se utilizan pesos muy diferentes a los óptimos (principalmente para tiempos de previsión mayores a tres horas).

Finalmente, cabe resaltar que la idea de utilizar la verificación del pasado reciente de las previsiones de precipitación tanto de la extrapolación de datos radar como de los modelos meteorológicos para calcular el peso que se utilizaría al realizar la combinación es esperanzadora, pero al realizar un análisis de la evolución tanto de la verificación como de los pesos en diferentes episodios, se encuentra que lo que ha ocurrido en el pasado no siempre es representativo de lo que ocurrirá, lo que provoca que existan diferencias entre los pesos que se deberían utilizar para obtener resultados óptimos y los pesos basados en el pasado reciente.

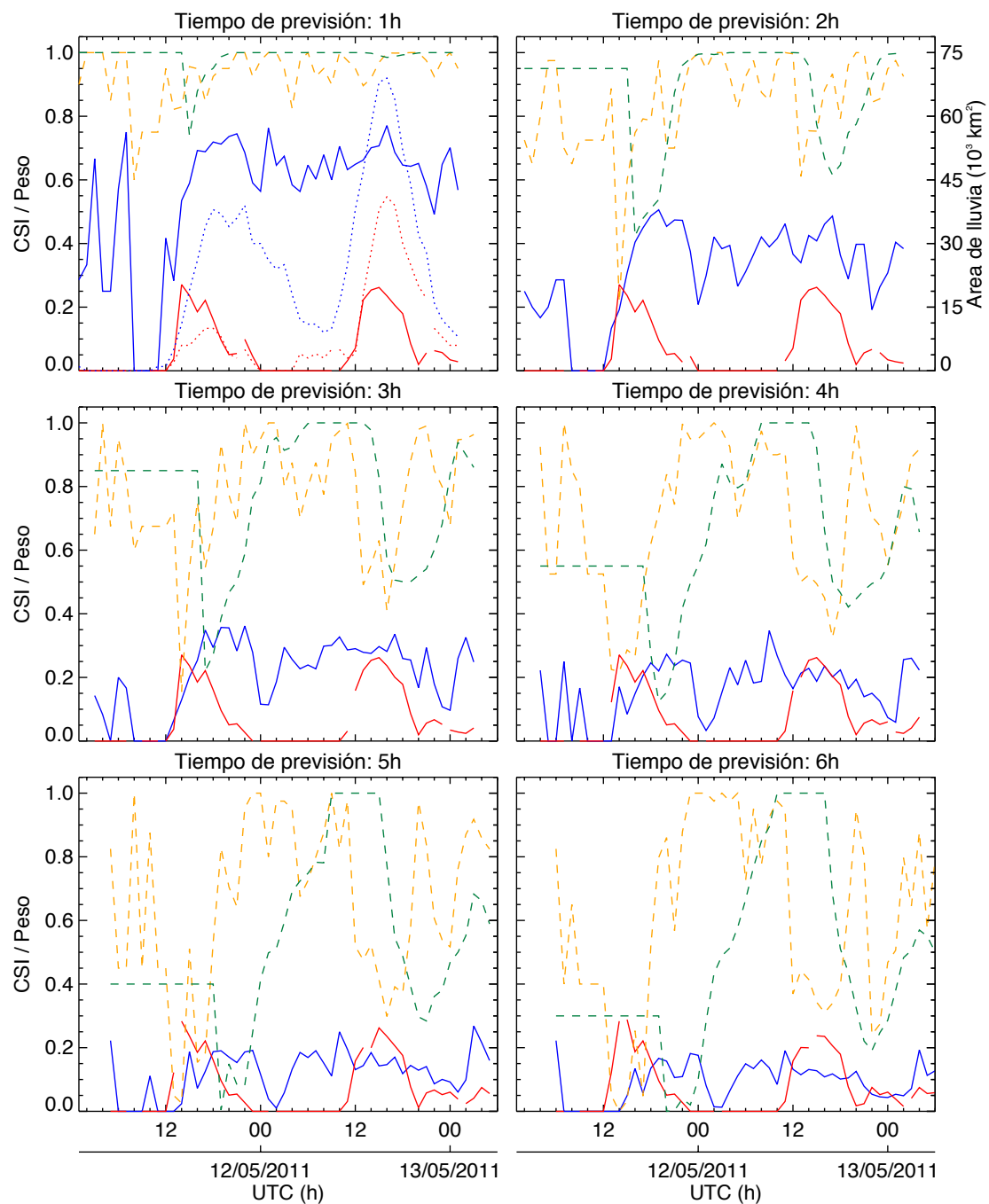


Figura 4.7. Como en la Figura 4.5 pero para el episodio entre el 11/05/2011 y 12/05/2011

4.2.3 Combinación usando la media de pesos fijos y pesos basados en el pasado reciente (CME)

La idea básica de esta configuración es suavizar los pesos basados en el pasado reciente con los pesos fijos (climatológicos). De esta forma, la definición de los pesos sería:

$$w_{t,\tau}(t_1) = \frac{1}{2} \left\{ w_{\tau} + \frac{[CSI_e(\tau)]_{t-\Delta t}^2}{[CSI_e(\tau)]_{t-\Delta t}^2 + [CSI_m]_{t-\Delta t}^2} \right\} \quad (4.5)$$

donde el primer término, w_{τ} , representa a los pesos fijos presentados en la sección 4.2.1 y el segundo término representa los pesos que se calcula usando la verificación en el pasado reciente, análogamente al presentado en la ecuación 4.4 (sección 4.2.2). Con esta nueva configuración también se realizaron pruebas con diferentes intervalos de tiempo en los que se evalúa el CSI para determinar el peso y se encontró que al utilizar las últimas dos observaciones se obtienen los mejores resultados (en la configuración anterior, sólo usando el pasado reciente los mejores resultados se obtuvieron usando las últimas cuatro observaciones).

En la Figura 4.8 se presenta la evolución de los pesos calculados por esta configuración para el episodio entre el 11/05/2011 y 12/05/2011. Se puede observar como los pesos calculados varían menos de un instante al siguiente que los basados en el pasado reciente (ver Figura 4.6) y se atenúa el problema que se presentaba en los periodos de transición de cambios en la relación de la calidad de las previsiones de la técnica de extrapolación y de los modelos meteorológicos.

Finalmente, cabe resaltar que al igual que la configuración con pesos basados en el funcionamiento en el pasado reciente (sección 4.2.2), se obtendrá una buena estimación de los pesos en los casos donde la verificación tanto de la extrapolación como de los modelos meteorológicos se mantengan estables en el futuro próximo. En los casos donde esto no ocurra, aparecerán diferencias en el peso utilizado para realizar la combinación con respecto al que proporcionaría las mejores previsiones.

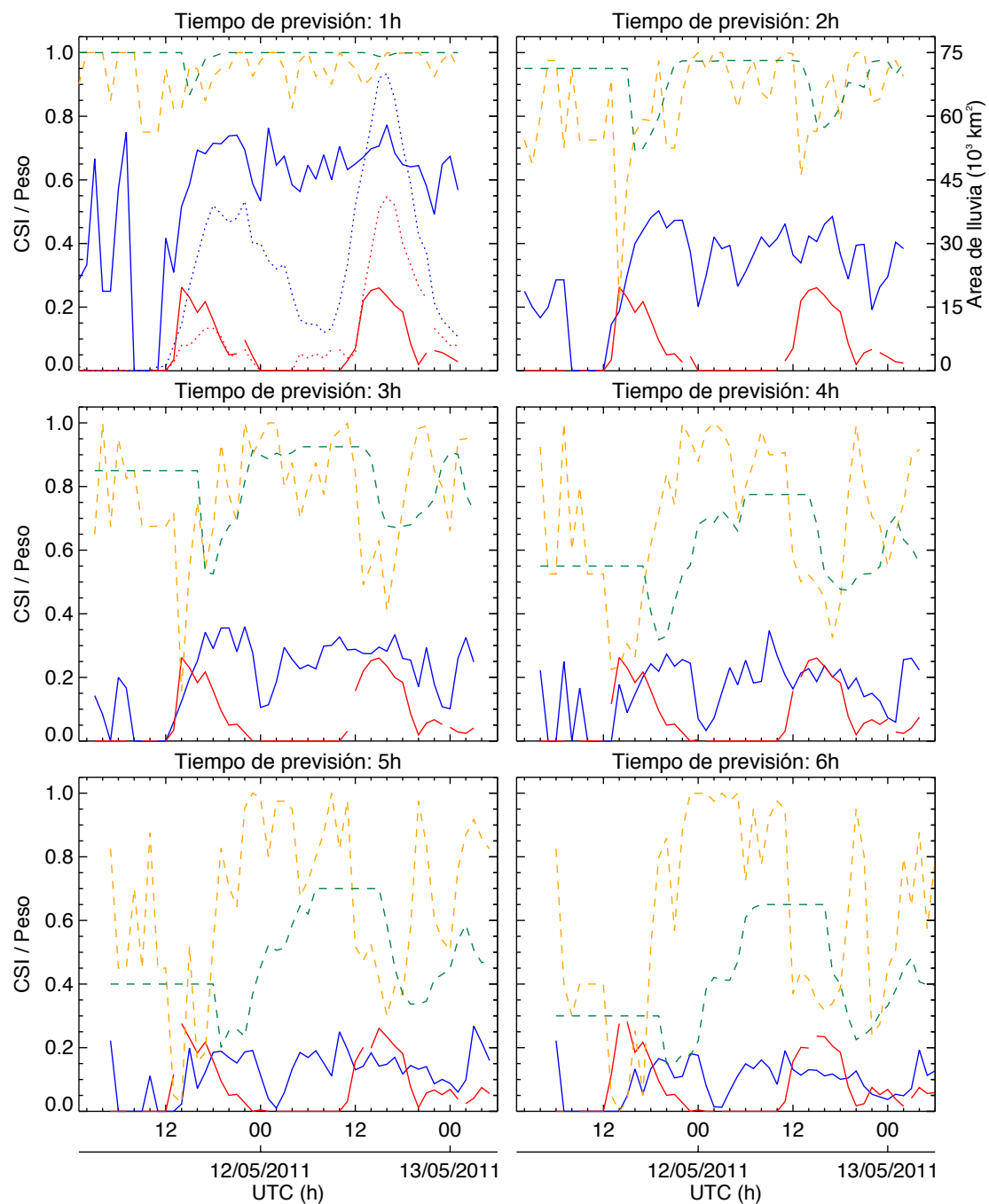


Figura 4.8. Como en la Figura 4.5 pero para el episodio entre el 10/10/2011 y el 12/10/2011 y la línea discontinua verde es el peso calculado como la media entre los pesos fijos y unos pesos basados en el pasado reciente.

4.3 Resultados sobre el dominio español

En esta sección se presentan algunos ejemplos de la combinación usando las diferentes configuraciones, con el fin de mostrar las fortalezas y debilidades de cada una de éstas, dependiendo de la situación meteorológica. También se realiza un análisis cuantitativo de los resultados de las diferentes configuraciones comparándolos entre ellos y con los resultados de la extrapolación y de los modelos meteorológicos.

4.3.1 Caso del 27/05/2011 a las 1400 UTC

Este caso de estudio pertenece a un episodio de primavera, en el que se registraron varios sistemas de precipitación orográfica en el centro de la Península. Algunos de estos sistemas, a medida que crecieron, se agruparon y empezaron a dirigirse hacia el Este. En la Figura 4.9 se presenta la precipitación prevista con la técnica de extrapolación, el modelo meteorológico NMM-ES y de las tres configuraciones de la combinación (CPF, CPR, CME) para la segunda, cuarta y sexta hora de previsión. Adicionalmente, en la primera fila se presentan las observaciones correspondientes, con el fin de realizar una comparación visual de las previsiones de las diferentes configuraciones de la combinación, con lo que ocurrió.

En la segunda fila de la Figura 4.9 se presenta la precipitación prevista con la técnica de extrapolación. Estas previsiones se realizaron cuando los pequeños sistemas de precipitación estaban empezando a crecer y a desplazarse en dirección este. Tal y como se mostró en el Capítulo 2, la calidad de estas previsiones decrece a medida que aumenta el tiempo de previsión (se presenta el valor de CSI para un umbral de 0.2 mm en la esquina inferior izquierda de los paneles de la figura), con valores de CSI de 47%, 33% y 19% para la segunda, cuarta y sexta hora de previsión.

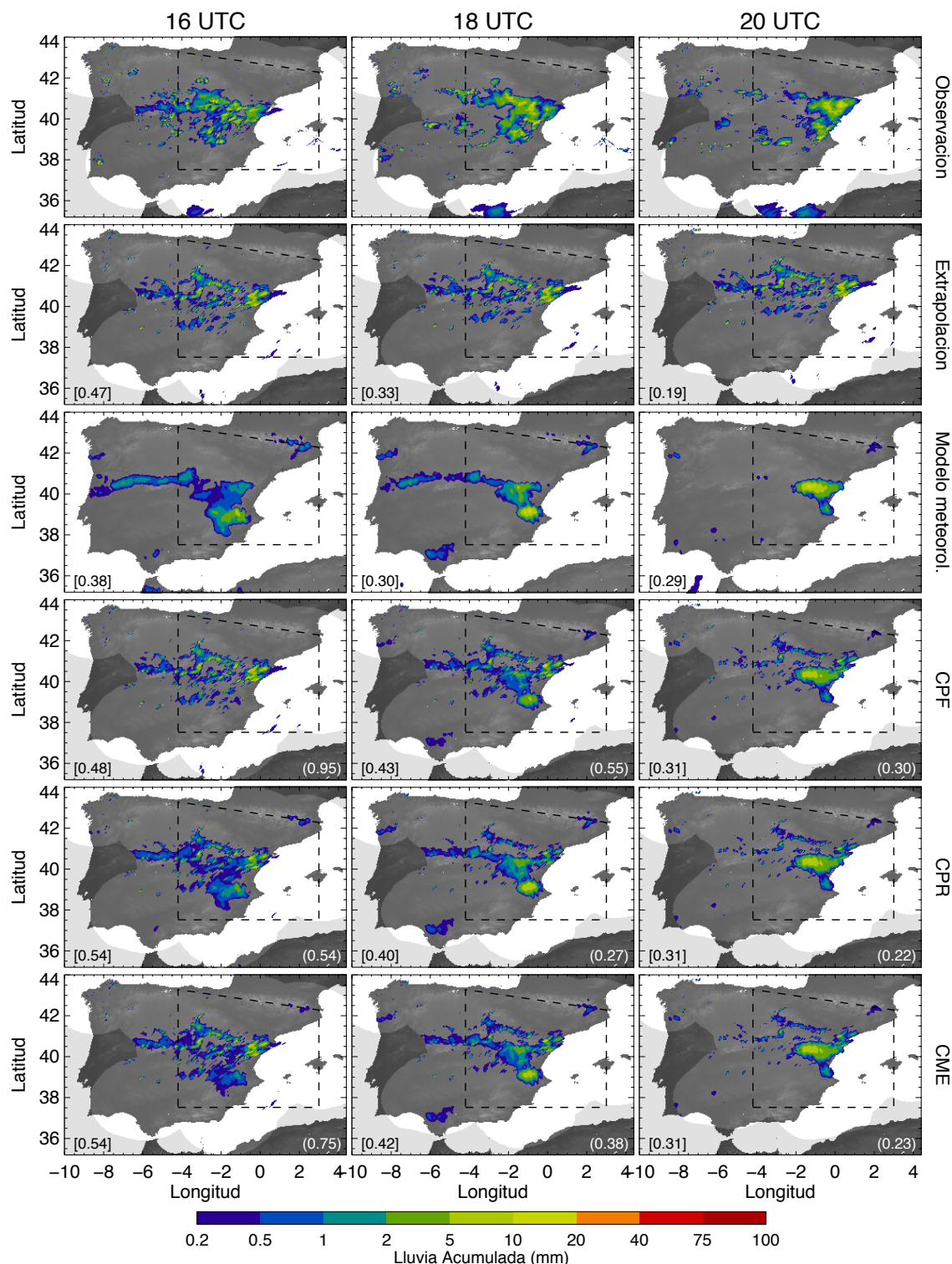


Figura 4.9. Observación (primera fila) y precipitación prevista con la técnica de extrapolación (segunda fila), el modelo NMM-ES (tercera fila), CPF (cuarta fila), CPR (quinta fila) y CME (sexta fila). La extrapolación y la combinación se realizaron con la información observada el 27/05/2011 a las 1400 UTC. Las columnas corresponden con la segunda, cuarta y sexta hora de previsión. Los números entre corchetes en la esquina inferior izquierda corresponden con el valor de CSI para un umbral de 0.2 mm y los números entre paréntesis en la esquina inferior derecha corresponde al peso de la extrapolación al realizar la combinación.

En la tercera fila de la Figura 4.9 se presentan las previsiones de precipitación del modelo meteorológico, las cuales fueron acertadas en cuanto a la localización del sistema de precipitación que se forma después de que se juntan los sistemas más pequeños que se generaron al medio día.

Finalmente, en las últimas tres filas de la Figura 4.9 se presenta la precipitación prevista con las diferentes configuraciones de la combinación presentadas en la sección anterior. En las horas previas a la combinación del caso seleccionado, los valores de CSI de las previsiones del modelo NMM-ES fueron mayores que los valores de CSI promedio, por lo tanto la combinación que usa información del pasado reciente le dio más peso las previsiones del modelo meteorológico, y por lo tanto los pesos que se le dan a las previsiones de la extrapolación con la configuración CPR son más bajos que las de las demás configuraciones (El peso que se le asigna a la extrapolación por cada configuración es presentado entre paréntesis en la esquina inferior derecha).

En la segunda hora de previsión las configuraciones CPR y CME proporcionaron mejores resultados que la configuración CPF (ver primera columna de la Figura 4.9). Esto se debe a que la calidad de la precipitación prevista con el modelo meteorológico estaba por encima de la media en las horas previas, provocando que las configuraciones CPR y CME le asignen un menor peso a las previsiones de la técnica de extrapolación (0.54 y 0.75 respectivamente), mientras la configuración CPF siempre asigna un peso muy alto a la extrapolación (0.95) en la segunda hora de previsión. Los valores de CSI de las previsiones de las configuraciones CPR y CME son del 54%, mientras que los de la extrapolación y la del modelo meteorológico son del 47% y 38% respectivamente.

Para la cuarta hora de previsión, el modelo meteorológico le agrega información del crecimiento de la precipitación a la precipitación prevista con la técnica de extrapolación, obteniéndose resultados similares con las diferentes configuraciones de la combinación, con valores de CSI alrededor del 42%, mientras que la extrapolación y el modelo meteorológico presentaron valores de CSI de 33% y 30% respectivamente (ver segunda columna de la Figura 4.9).

Finalmente, para la sexta hora de previsión (ver tercera columna de la Figura 4.9), la extrapolación no tiene mucho que aportar, porque ha habido mucho crecimiento y decrecimiento de la precipitación y su calidad es muy baja. Por lo tanto, el peso de las previsiones del modelo meteorológico es mucho mayor, provocando que la calidad de las previsiones de las tres configuraciones de la combinación (CSI de 31%), sea similar a la del modelo meteorológico (CSI de 29%).

4.3.2 Caso del 12/05/2011 a las 1100 UTC

En este episodio se registró precipitación orográfica en la cara sur de los Pirineos, en la cara sur de la Cordillera Cantábrica, en la cara norte de la Sierra Guadamarra y en el sector noroccidental del Sistema Ibérico. Además, se registraron dos sistemas de precipitación que se dirigían hacia el Noreste; uno de estos dos sistemas, cuando pasó sobre el sector suroriental del Sistema Ibérico aumentó su área de lluvia e intensidades y el otro sistema se disipó. En la Figura 4.10 se presenta la precipitación prevista con la técnica de extrapolación, el modelo NMM-ES y las diferentes configuraciones de la combinación. La precipitación prevista con la técnica de extrapolación y la combinación se realizó con los datos de las 1100 UTC, justo cuando empezaban a iniciarse los sistemas de precipitación en las zonas montañosas. Por lo tanto, en la extrapolación sólo aparecen unos pequeños núcleos en los Pirineos y los dos sistemas de precipitación que se dirigen al Noreste.

La configuración CPR le asigna la mayoría del peso a la extrapolación, ya que el modelo NMM-ES no previó los dos núcleos que se movían en dirección Noreste. Por lo tanto, en las horas previas, la extrapolación proporcionaba mejores resultados que el modelo meteorológico, provocando que la configuración CPR le asigne un peso alto a la extrapolación. En las horas de la tarde, la calidad de las previsiones del modelo NMM-ES mejoró, al prever el desarrollo de precipitación en las zonas montañosas, provocando que las configuraciones que usan información del pasado reciente produjeran peores resultados que la configuración que utiliza pesos fijos.

Para la segunda hora de previsión (primera columna de la Figura 4.10), los pesos que le dieron en las diferentes configuraciones a la precipitación prevista con la técnica de extrapolación fueron cercanos a uno, lo que provoca que los valores de CSI para un umbral de 0.2 mm de las previsiones de las tres configuraciones de la combinación sean iguales al valor de CSI de la extrapolación. Para la cuarta hora de previsión (segunda columna de la Figura 4.10), las configuraciones CPR y CME le asignaron un peso menor a las previsiones del modelo NMM-ES que la configuración CPF. Teniendo en cuenta que el modelo meteorológico proporcionó mejores resultados que la extrapolación, los valores de CSI de las previsiones de las configuraciones CPR y CME son peores. El valor de CSI de la configuración CPF fue ligeramente mayor (3%) que el de las previsiones del modelo meteorológico. Los valores de CSI de las previsiones de las otras dos configuraciones fueron iguales (configuración CME) o peores (configuración CPR) que el valor de CSI de las previsiones del modelo meteorológico. Finalmente, para la sexta hora de previsión (tercera columna de la Figura 4.10), ocurre algo similar a la cuarta hora, pero la calidad de las previsiones de las tres configuraciones es muy similar a la del modelo meteorológico (CSI para un umbral de 0.2 mm alrededor del 22%).

4.3.3 Caso del 14/03/2011 a las 0700 UTC

Este caso forma parte de un episodio con precipitación estratiforme en el cual se registraron tres sistemas de precipitación, uno al sur del Sistema Ibérico, otro en el Macizo Galaico y otro ubicado al frente de la Costa del Azahar y la Costa Dorada, el cual se dirigía hacia el Norte (ver Figura 4.11).

En los instantes mostrados, el modelo meteorológico no reprodujo la localización de la precipitación y su evolución, ya que sus previsiones mostraron un aumento del área de lluvia, que no sucedió. Debido a esto, la extrapolación proporcionó mejores resultados para todos los tiempos de previsión que el modelo meteorológico. Teniendo en cuenta la baja calidad de las previsiones del modelo NMM-ES en las horas previas, la configuración CPR le asignó casi todo el peso a la extrapolación y, por lo tanto, la calidad de sus previsiones fue igual a la calidad de las previsiones de la extrapolación.

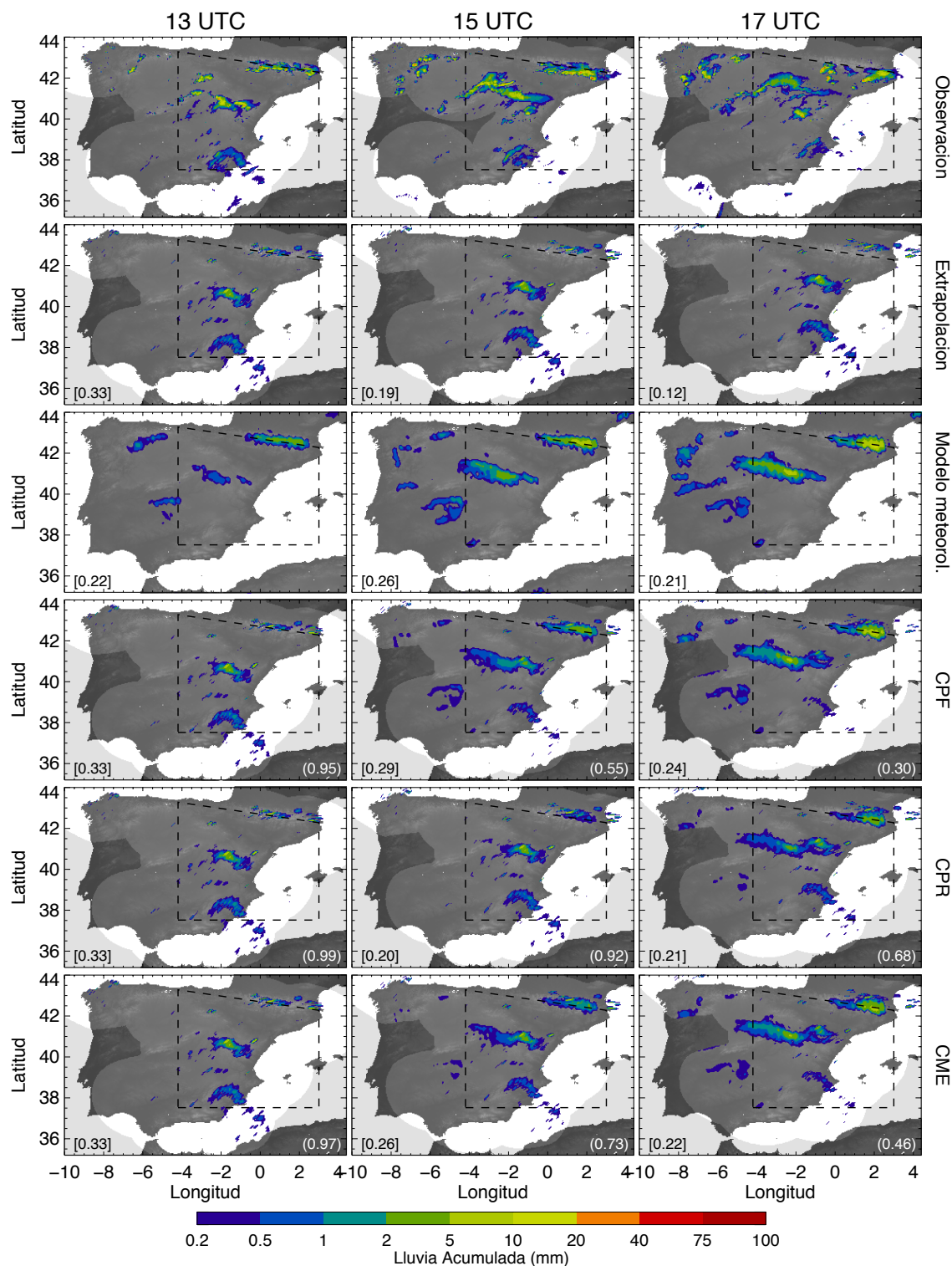


Figura 4.10. Como en la Figura 4.9, pero la hora de simulación fue el 12/05/2011 a las 1100 UTC.

Teniendo en cuenta que las otras dos configuraciones (CPF y CME) no le dieron todo el peso a la extrapolación, y que la calidad de las previsiones del modelo meteorológico era muy baja, la calidad de sus previsiones fue menor que la calidad de las previsiones

de la extrapolación (y por consiguiente que la calidad de las previsiones de la configuración CPR).

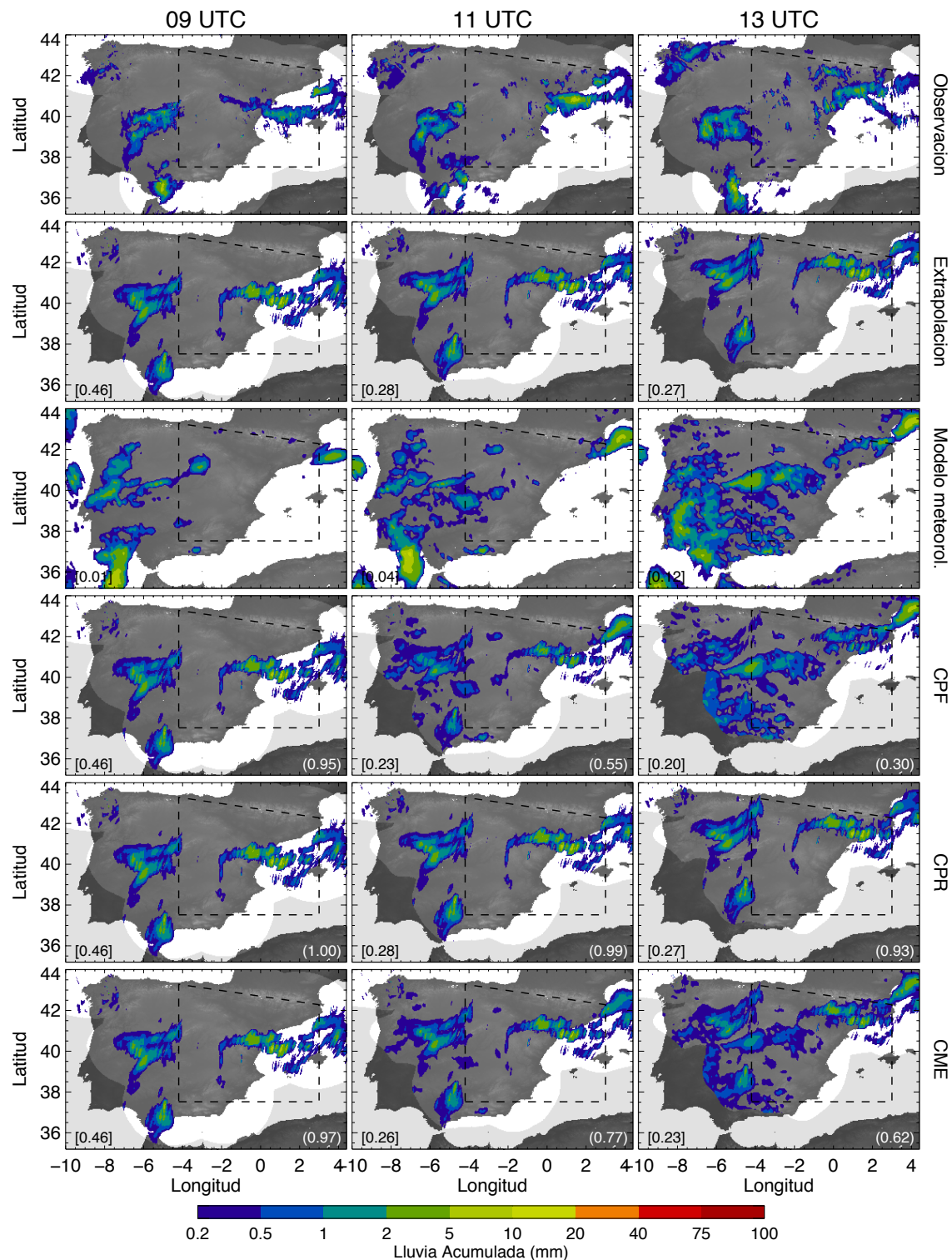


Figura 4.11. Como en la Figura 4.9 pero la hora de simulación es el 14/03/2011 a las 0700 UTC.

4.3.4 Caso del 14/05/2011 a las 1300 UTC

Este caso forma parte de un episodio de primavera, que empezó con algunos sistemas convectivos sobre el Sistema Central, el Sistema Ibérico y los Pirineos orientales que se generaron alrededor de las 1000 UTC. Estos sistemas de precipitación aumentaron su área e intensidades y empezaron a desplazarse lentamente en dirección Este (ver Figura 4.12).

Para este caso específico, se registró un cambio en la relación entre la calidad de las previsiones de la extrapolación y del modelo meteorológico alrededor de las 1300 UTC. En las horas previas al caso presentado, la calidad de las previsiones del modelo meteorológico era mejor que la de las previsiones de la extrapolación desde la segunda hora de previsión. Por lo tanto, las configuraciones que utilizan información del pasado reciente (CPR y CME), le asignaron mayor peso al modelo meteorológico que la configuración CPF; pero el modelo meteorológico no previó el crecimiento del área de la lluvia que se registró y, por lo tanto, la calidad de sus previsiones empeoró para la cuarta y sexta hora de previsión.

La precipitación prevista con la configuración CME presenta un valor de CSI mayor que las demás configuraciones para la segunda hora de previsión (valor de CSI para un umbral de 0.2 mm un 10% y 4% más alto que las configuraciones CPF y CPR respectivamente). Lo anterior se debe a que este caso ocurrió en un periodo de transición, donde la calidad de las previsiones de la extrapolación estaba mejorando y la calidad de las previsiones del modelo meteorológico estaba empeorando, por lo tanto, los pesos basados en el pasado reciente no fueron apropiados; además, la calidad de las previsiones del modelo meteorológico era más alta que en condiciones promedio y, por lo tanto, los pesos fijos tampoco eran los apropiados.

Para la cuarta hora de previsión, tanto la apariencia de las previsiones como los valores de CSI para un umbral de 0.2 mm de la precipitación prevista con las diferentes configuraciones de la combinación son similares. Finalmente, para la sexta hora de previsión la configuración CPR le dio todo el peso al modelo meteorológico, pero teniendo en cuenta que se presentó un cambio en la tendencia de la calidad de las

previsiones de la extrapolación y del modelo NMM-ES, el valor de CSI de la previsión de esta configuración es un poco menor que el valor de CSI de las otras dos configuraciones (CSI de 22% para la configuración CPR y CSI de 25% para las configuraciones CPF y CME), que sí le dieron cierto peso a la extrapolación.

4.3.5 Comparación de las diferentes configuraciones

Al analizar los diferentes ejemplos, se observa como con las diferentes configuraciones se obtienen resultados distintos dependiendo de la situación meteorológica particular (sistemas frontales, lluvia estratiforme, lluvia orográfica, lluvia convectiva, etc.), de forma que la dinámica de los procesos meteorológicos de cada situación y la capacidad del modelo meteorológico para reproducirla y las limitaciones de la extrapolación, inciden en los resultados.

En la Figura 4.13 se presenta la verificación, en términos de CSI para un umbral de 0.2 mm, de las previsiones de las diferentes configuraciones de la combinación para cada uno de los episodios sobre el dominio español. Los valores de CSI de la extrapolación y los modelos meteorológicos también son presentados como referencia. La verificación sobre este dominio se ha realizado con un ancho de malla común de 12 km (aproximadamente el ancho de malla del modelo meteorológico).

En general, al analizar la calidad de las previsiones de las diferentes configuraciones de la combinación en los diferentes episodios, se aprecia que no hay diferencias significativas en los valores de CSI entre las diferentes configuraciones de la combinación. Adicionalmente, se puede observar como los valores de CSI son mayores que los de la extrapolación y los de los modelos meteorológicos en las horas previas y posteriores al punto de cruce donde el modelo meteorológico empieza a proporcionar mejores previsiones que la extrapolación.

Los episodios del 11/05/2011 y 19/05/2011 (ver paneles de dichos episodios en la Figura 4.13) son diferentes, ya que la calidad de las previsiones del modelo NMM-ES es peor a la media, por lo tanto el punto de cruce donde el modelo meteorológico

empieza a proporcionar mejores resultados, en términos de CSI para un umbral de 0.2 mm, es mayor o igual a 6 horas, por lo tanto, los valores de CSI de las previsiones de la combinación son prácticamente iguales a los de la extrapolación.

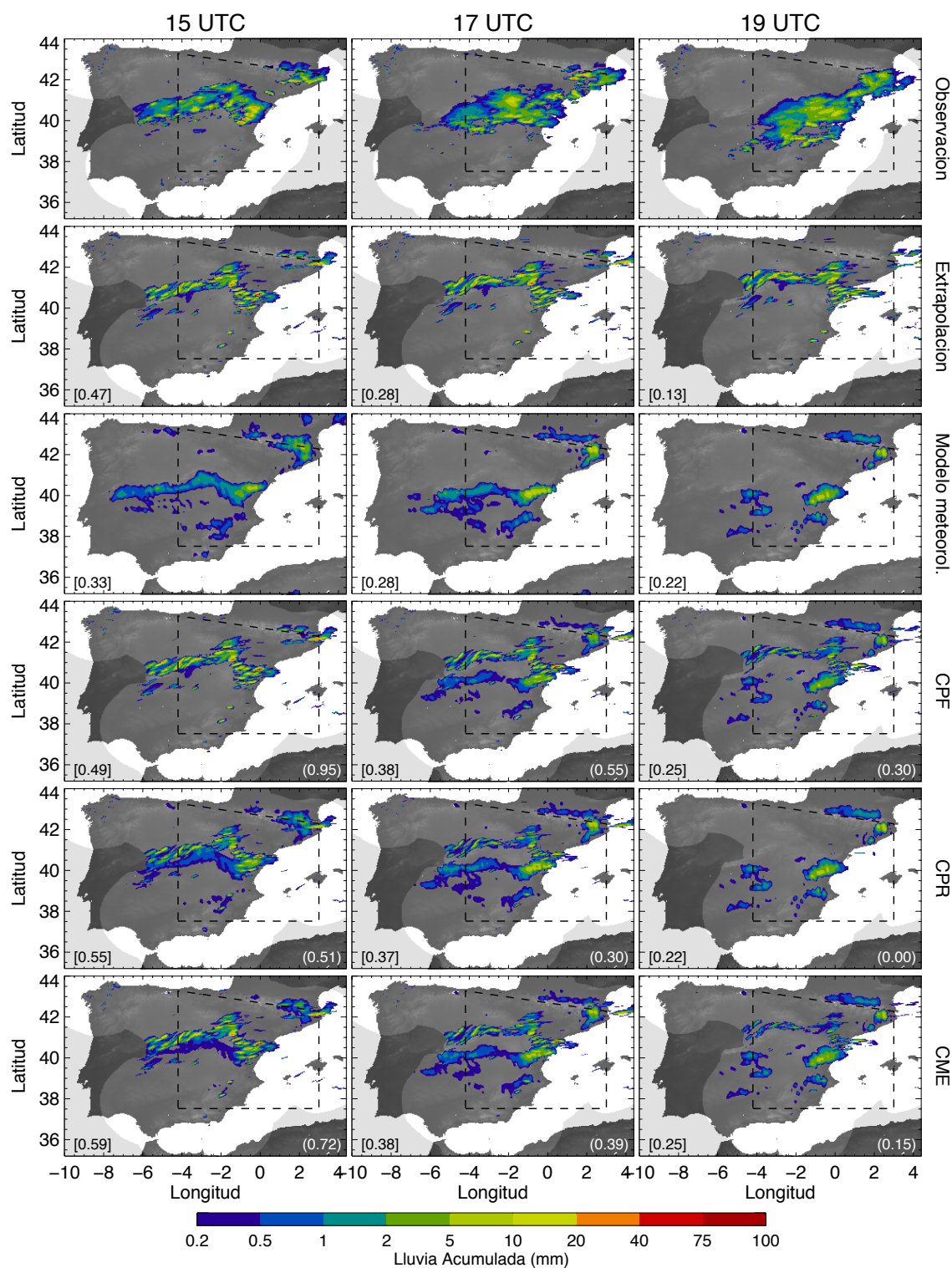


Figura 4.12. Como en la Figura 4.9 pero la hora de simulación es el 14/05/2011 a las 1300 UTC.

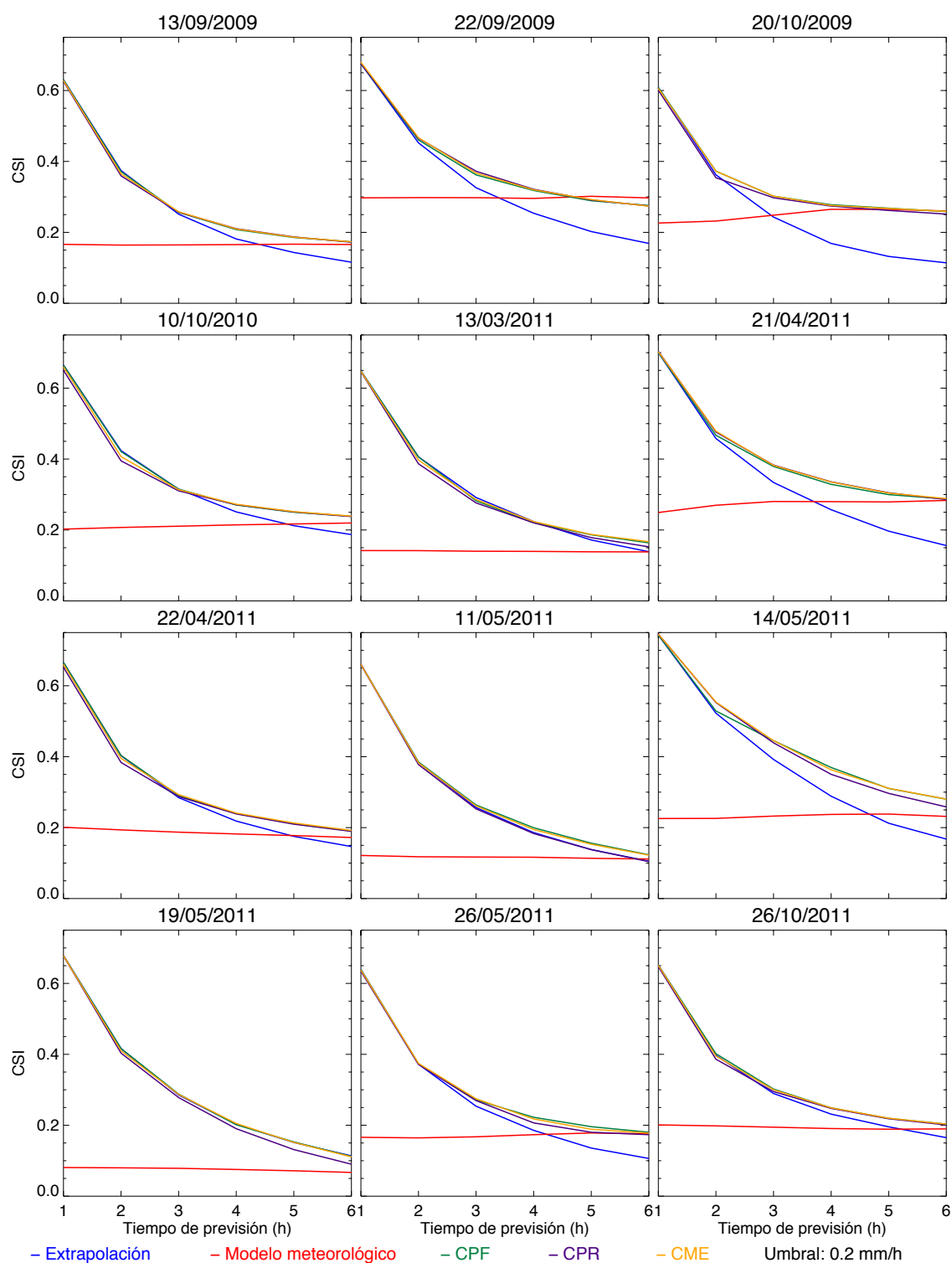


Figura 4.13. Variabilidad del CSI respecto al tiempo de previsión de la extrapolación (línea azul), el modelo meteorológico (línea roja), las configuraciones CPF (línea verde), CPR (línea violeta) y CME (línea amarilla) para los episodios considerados sobre el dominio español, usando un umbral de 0.2 mm/h.

Por otro lado, se puede observar que la configuración CPR proporciona valores de CSI más bajos que las otras configuraciones en los episodios del 11/05/2011, 14/05/2011 y 19/05/2011 (ver paneles de dichos episodios en la Figura 4.13). Lo anterior se debe a que la precipitación en dichos episodios es mayormente orográfica y/o convectiva, por lo tanto, como se ha mostrado en la Figura 4.7 y en la sección 4.3.2, en este tipo de episodios, la calidad de las previsiones en el pasado reciente (configuración CPR) no es un indicativo de lo que ocurre en las horas siguientes. Al utilizar dicha información del pasado reciente se produce un empeoramiento de la calidad de las previsiones, principalmente para tiempos de previsión mayores de 3 horas. En el resto de episodios los valores promedio de CSI de la configuración CPR son similares a los de las otras dos configuraciones de la combinación.

Las configuraciones CPF y CME presentan valores promedio de CSI prácticamente iguales en la mayoría de los episodios, por lo tanto, al agregarle información del pasado reciente a la configuración CPF, en algunos instantes de previsión se producen mejoras, pero en otros instantes se empeoran los resultados, provocando que agregarle un grado más de sofisticación a la combinación de pesos fijos agregándole información del pasado reciente no mejora la calidad de las previsiones.

En la Tabla 4.1 se presenta el resumen de la evaluación, en términos de CSI, POD, FAR, Correlación y RMSE, de las diferentes configuraciones de la combinación para todos los episodios de estudio sobre el dominio español. Como referencia también se presentan los valores de las métricas de evaluación de la extrapolación y del modelo NMM-ES. Adicionalmente, teniendo en cuenta que la métrica utilizada para seleccionar la mejor configuración es el CSI, se presentan los valores de CSI que se obtendrían si en cada instante de tiempo se hubiera escogido el peso óptimo (con el que se obtiene el valor más alto de CSI).

Tabla 4.1. Evaluación de las previsiones en términos de CSI, POD, FAR, correlación y RMSE de las diferentes configuraciones de la combinación y para cada una de las seis horas de previsión. La evaluación de la extrapolación y del modelo meteorológico también son presentados como referencia. Se presenta en negrita la configuración a la combinación que proporcionó los mejores resultados para cada hora de previsión y cada métrica. En el CSI también se presenta los valores que se obtendrían si en cada caso se utiliza el peso óptimo (en cursiva).

	Tiempo de previsión (horas)					
	1	2	3	4	5	6
CSI (umbral de 0.2mm)						
Extrapolación	0.67	0.41	0.29	0.22	0.18	0.14
NMM-ES	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
CPF	0.67	0.41	0.31	0.26	0.23	0.21
CPR	0.66	0.40	0.30	0.25	0.22	0.2
CME	0.66	0.41	0.31	0.26	0.23	0.21
<i>Óptimos</i>	<i>0.67</i>	<i>0.43</i>	<i>0.33</i>	<i>0.28</i>	<i>0.25</i>	<i>0.23</i>
POD (umbral de 0.2mm)						
Extrapolación	0.79	0.57	0.44	0.35	0.29	0.24
NMM-ES	0.30	0.31	0.31	0.31	0.31	0.31
CPF	0.79	0.58	0.49	0.44	0.4	0.37
CPR	0.79	0.60	0.50	0.43	0.39	0.36
CME	0.79	0.60	0.50	0.44	0.40	0.37
FAR (umbral de 0.2mm)						
Extrapolación	0.19	0.41	0.54	0.63	0.69	0.73
NMM-ES	0.64	0.65	0.65	0.65	0.65	0.66
CPF	0.19	0.41	0.55	0.62	0.66	0.67
CPR	0.20	0.46	0.56	0.62	0.65	0.67
CME	0.20	0.44	0.55	0.62	0.65	0.67
Correlación						
Extrapolación	0.70	0.33	0.20	0.12	0.08	0.05
NMM-ES	0.11	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
CPF	0.70	0.34	0.21	0.14	0.12	0.11
CPR	0.70	0.33	0.20	0.14	0.11	0.10
CME	0.70	0.34	0.21	0.14	0.12	0.11
RMSE (mm)						
Extrapolación	0.67	1.04	1.13	1.17	1.19	1.19
NMM-ES	1.00	1.01	1.01	1.02	1.03	1.04
CPF	0.67	1.01	1.01	0.98	0.98	0.99
CPR	0.67	0.97	0.99	0.99	0.99	0.99
CME	0.67	0.98	1.01	0.99	0.98	0.98

Lo primero que cabe resaltar es que no hay diferencias significativas en los resultados globales de las diferentes configuraciones de la combinación. Adicionalmente, estos resultados son parecidos a los obtenidos por Pinto et al. (2010) y por Kilambi y Zawadzki (2005), en el hecho de que la combinación es mejor que la extrapolación y los modelos meteorológicos. En dichos trabajos se consiguen mejoras de hasta el 1% y 3%

respectivamente al realizar la verificación en un conjunto grande de episodios. En este trabajo se consiguen mejoras promedio de hasta 3% con respecto al modelo meteorológico (después de aplicar la corrección de intensidades) en la cuarta hora de previsión (que al incluir el incremento del 2% al aplicar la corrección de intensidades, llegamos a un incremento del 5%).

Por otro lado, al analizar los valores de CSI que se obtendrían al utilizar los pesos óptimos, se puede apreciar que, para las dos primeras hora de previsión, con los pesos óptimos se obtendría un incremento de un 1% y 2% en el valor de CSI con respecto al valor de CSI de la extrapolación (el valor de CSI de las previsiones de las configuraciones de la combinación presentadas tienen el mismo valor de CSI que las previsiones de la extrapolación para las dos primeras horas de previsión). Para la tercera hora de previsión, con las configuraciones de la combinación presentadas, se consigue en promedio un incremento del 2% en el valor del CSI (con respecto al valor de CSI de la extrapolación); con los pesos óptimos se podrían tener un incremento del 4%. Para la cuarta hora de previsión, con los pesos óptimos se podría obtener un incremento del 5% en el valor del CSI con respecto al de la extrapolación, y las configuraciones de la combinación están obteniendo un incremento del 3%. Para la quinta y sexta hora de previsión, con los pesos óptimos se tendría un incremento en el valor del CSI con respecto al modelo meteorológico del 5% y 4% respectivamente, y con las configuraciones de la combinación se obtiene un incremento del 3% y 2% para la quinta y sexta hora de previsión respectivamente.

Con base en lo anterior, se puede concluir que, con las configuraciones de la combinación lineal presentadas, se obtiene en promedio valores de CSI para un umbral de 0.2 mm iguales o un poco más altos (alrededor del 2%) que los obtenidos por la técnica de extrapolación y/o por el modelo meteorológico en cada tiempo de previsión. Adicionalmente, cabe resaltar que en caso tal de que se encuentre una manera de determinar de forma óptima los pesos para realizar la combinación lineal en cada uno de los casos, sólo se conseguirían incrementos adicionales en los valores promedio de CSI del 2%.

Adicionalmente, al analizar los resultados utilizando las otras métricas de verificación, se puede observar cómo los resultados en términos de correlación tienen un comportamiento similar a lo que ocurre en términos de CSI, y que todas las configuraciones presentan resultados similares.

En cuanto al RMSE, las diferentes configuraciones de la combinación presentan valores de RMSE muy similares para todos los tiempos de previsión. Aunque cabe resaltar que para la segunda y tercera hora de previsión la configuración CPR proporciona resultados un poco mejores que las otras dos configuraciones. Esto último se debe a que teniendo en cuenta los valores de RMSE, el modelo meteorológico empieza a proporcionar mejores resultados que la extrapolación desde la segunda hora de previsión. Por lo tanto, para obtener mejores resultados en términos de RMSE, desde la segunda hora se le debería asignar más peso al modelo meteorológico. La configuración que podría darle más peso al modelo meteorológico en la segunda y tercera hora de previsión es la configuración CPR, ya que la configuración CPF tiene un peso fijo bajo para el modelo meteorológico en estas horas de previsión (ya que el peso se ha determinado de tal forma que maximice los resultados en términos de CSI). La configuración CME tiende a tener valores intermedios en pesos entre las otras dos configuraciones y también presenta valores intermedios de verificación en términos de RMSE para la segunda y tercera hora de previsión.

Finalmente, teniendo en cuenta que las diferencias en la calidad de las previsiones de precipitación de las diferentes configuraciones es mínima; donde las posibles mejoras de utilizar configuraciones más sofisticadas, al incluir información del pasado reciente para determinar el peso para realizar la combinación, principalmente en episodios de la temporada cálida, son insignificantes (en el caso de la configuración CME) o contraproducente (en el caso de la configuración CPR); se puede concluir que al proporcionar resultados similares, es mejor utilizar la configuración CPF ya que es más sencilla.

4.4 Resultados sobre el dominio centroeuropeo

Los datos sobre el dominio centroeuropeo se usaron para validar los resultados de las diferentes configuraciones de la combinación y para analizar las diferencias que se pueden presentar al realizar la combinación con un modelo meteorológico que se aproxima más a los requerimientos de los modelos para realizar previsiones a muy corto plazo.

Para determinar los pesos de la configuración CPF se ha realizado el mismo proceso de validación que se ha realizado para determinarlos sobre el dominio español (sección 4.2.1). En la Tabla 4.2 se presentan los pesos con los que se obtuvieron los mejores resultados en términos de CSI para cada uno de los tiempos de previsión (también se presentan los pesos utilizados en el dominio español con propósitos comparativos).

Tabla 4.2. Pesos con los que se obtienen los mejores resultados en términos de CSI para la configuración CPF sobre el dominio centroeuropeo. Adicionalmente, como punto de comparación se presentan los valores de los pesos fijos para el dominio español.

Tiempo de previsión (h)	Pesos fijos (Extrapolación) dominio centroeuropeo	Pesos fijos (Extrapolación) dominio español
1	1.00	1.00
2	0.95	0.95
3	0.75	0.75
4	0.50	0.55
5	0.35	0.45
6	0.25	0.30

Comparando los pesos con obtenidos en los dos dominios (Tabla 4.2) se puede observar como para las tres primeras horas de previsión los pesos son iguales, mientras que, para las demás horas de previsión, los pesos que se le asignan a la extrapolación sobre el dominio centroeuropeo son más bajos que los del dominio español. A pesar de que el modelo COSMO-DE proporciona mejores resultados que el modelo NMM-ES para las tres primeras horas de previsión, estos mejores resultados no son suficientes para que sus previsiones, en el momento de combinarlas, agreguen información que mejore los resultados de la técnica de extrapolación. Para las siguientes horas de previsión, las

diferencias en los pesos en los dos dominios (los pesos de la extrapolación son más bajos en el dominio centroeuropeo) se deben principalmente a los mejores resultados presentados por el modelo COSMO-DE en comparación con el modelo NMM-ES.

4.4.1 Casos de estudio

En las Figuras 4.14 y 4.15 se presentan un par de ejemplos de las previsiones de precipitación para la segunda, cuarta y sexta hora de previsión de las diferentes configuraciones de la combinación realizadas el 07/07/2011 a las 1500 UTC y el 03/08/2011 a las 1700 UTC. En los dos ejemplos presentados, tanto cualitativa, como cuantitativamente, las diferentes configuraciones proporcionaron resultados similares.

Analizando los resultados del primer ejemplo (ver Figura 4.14) se puede observar cómo, para la segunda hora de previsión, la calidad de los resultados de las diferentes configuraciones es similar a la de la extrapolación a pesar que le asignan diferentes pesos, lo cual se debe, en este caso particular, a la correcta previsión del modelo meteorológico en cuanto a la localización del sistema de lluvia principal. En la cuarta y sexta hora de previsión las diferentes configuraciones usan pesos similares y por lo tanto no hay diferencias en la calidad de sus previsiones. Cabe resaltar que, en la cuarta hora de previsión, las distintas configuraciones de la técnica de combinación proporcionan valores de CSI más altos que la extrapolación (6%) y el modelo meteorológico (9%). Lo anterior se debe a que el modelo meteorológico realizó la previsión correcta del crecimiento del área de lluvia en algunos sectores del sistema principal y la previsión de la extrapolación tiene unas zonas de lluvia que el modelo no previó (en la zona suroccidental del sistema principal). Finalmente para la sexta hora de previsión, los valores de CSI de las diferentes configuraciones de la combinación fueron un 4% más altos que el del modelo meteorológico; esto se debe a que ciertas áreas de lluvia que no fueron previstas por el modelo meteorológico en la zona suroeste del sistema principal, pero la extrapolación sí las previó; Por lo tanto, al realizar la combinación, en cierto modo, se agrega esta parte de la lluvia a las previsiones del modelo meteorológico, dando como resultado un incremento en la calidad de la previsión realizada con la combinación, al compararla con la del modelo meteorológico.

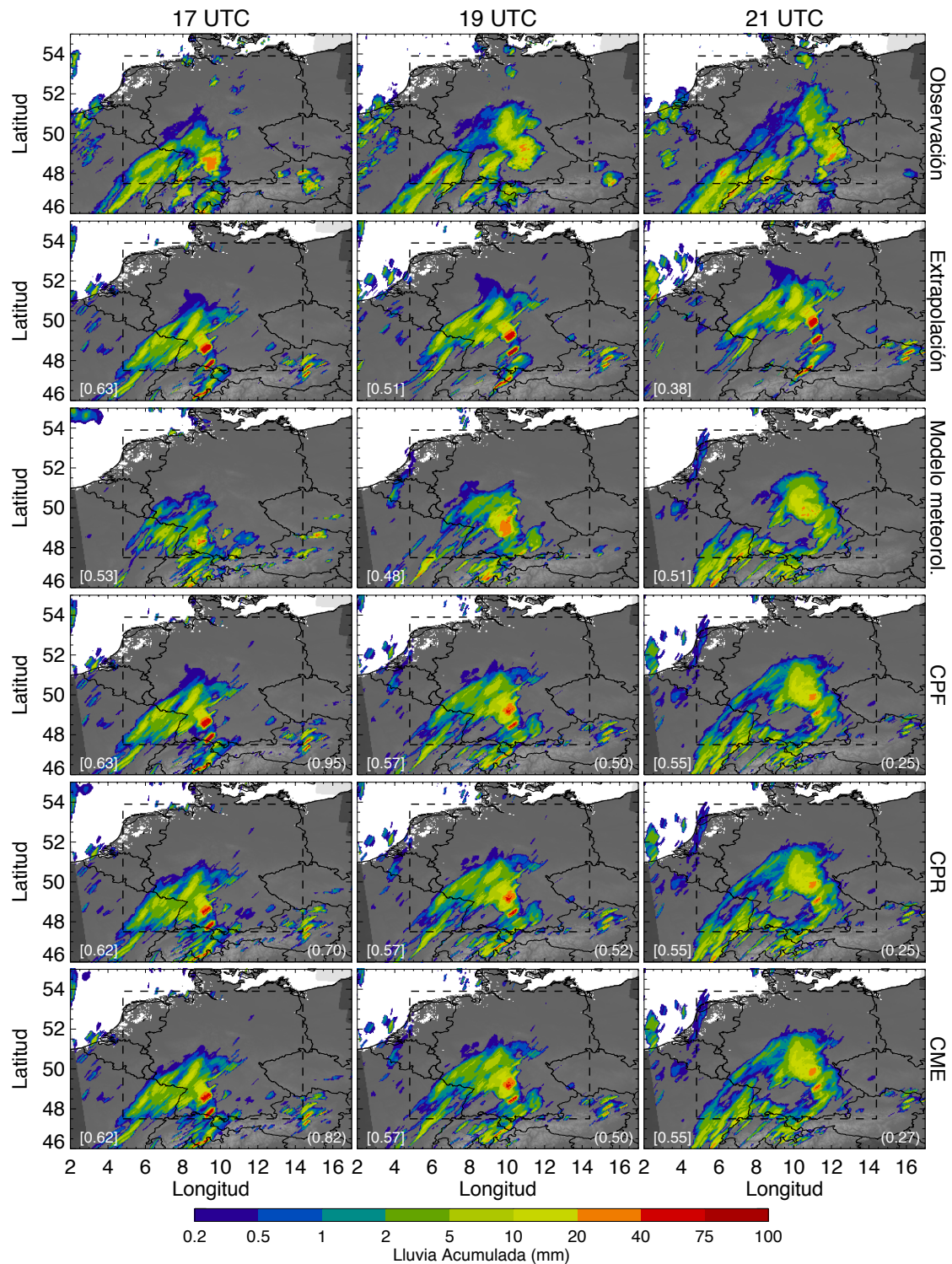


Figura 4.14. Observación (primera fila), Extrapolación (segunda fila), modelo meteorológico (tercera fila), CPF (cuarta fila), CPR (quinta fila) y CME (sexta fila). La extrapolación y la combinación se realizaron con la información observada el 07/07/2011 a las 1500 UTC. Las columnas corresponden con la segunda, cuarta y sexta hora de previsión. Los números entre corchetes en la esquina inferior izquierda corresponden con el CSI en el área de verificación (rectángulo discontinuo) y los números entre paréntesis en la esquina inferior izquierda corresponde al peso de la extrapolación.

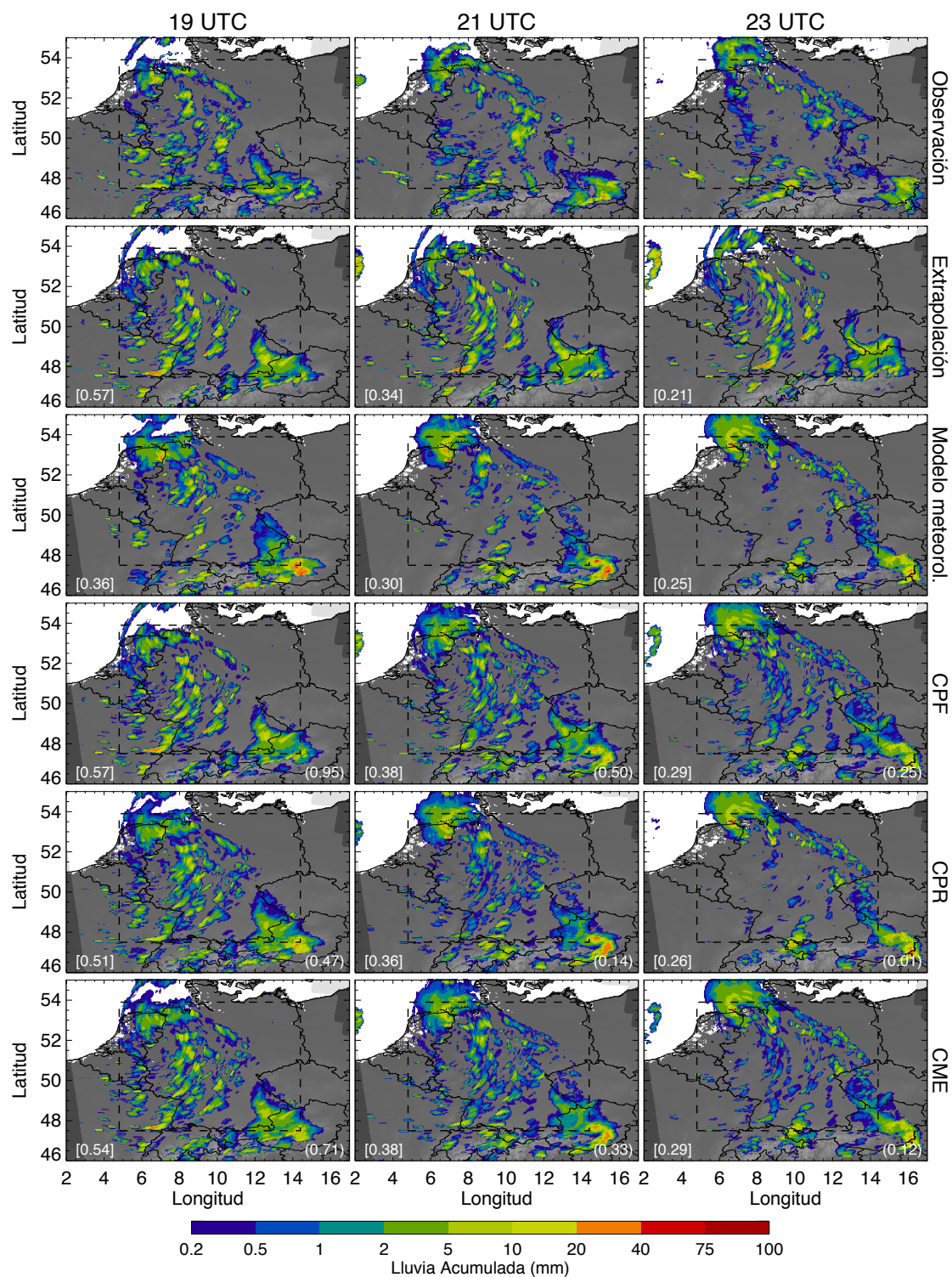


Figura 4.15. Como en la Figura 4.14 pero para el 03/08/2011 a las 1700 UTC

Para el segundo ejemplo (Figura 4.15), se presenta un episodio con una borrasca localizada en el noroeste de Alemania, acompañada de varias líneas de inestabilidad que provocan precipitación fragmentada sobre el dominio de estudio. Estos sistemas de

precipitación presentan un movimiento rotatorio en sentido antihorario centrado en la borrasca. Al mediodía, cuando las líneas de inestabilidad llegan a los Alpes, debido a la orografía, se forma un sistema de lluvia, el cual crece en área mientras se dirige hacia el este, desplazándose sobre la cara norte de los Alpes. En el caso presentado, se utiliza la simulación del modelo COSMO-DE realizada a las 1500 UTC. Analíticamente, la precipitación prevista con el modelo (tercera fila) es muy buena, ya que se pueden ver sistemas similares a los observados. Sin embargo, debido a que se presentan sistemas fragmentados y a que hay pequeños errores en la localización de dichos sistemas, los valores de CSI son de 36%, 30% y 25% para segunda, cuarta y sexta hora de previsión respectivamente.

En dicho ejemplo, para realizar la combinación se utilizan las previsiones entre la tercera y octava hora de previsión del modelo meteorológico; y para calcular el peso de la configuración CPR se utiliza la calidad de sus previsiones en la primera y segunda hora de previsión. Teniendo en cuenta que los valores de CSI del modelo COSMO-DE decaen a medida que aumenta el tiempo de previsión, y no es constante, como ocurre con el modelo NMM-ES, la definición de los pesos de la configuración CPR no es adecuada para este modelo meteorológico y por lo tanto esta configuración de la combinación le asigna un peso más alto al modelo del que se le debería dar. Al darle un peso inadecuado, la calidad de sus resultados de la configuración CPR es menor que la de las previsiones de la extrapolación y de la configuración CPF. Por ejemplo, para la segunda hora de previsión la configuración CPR le dio un peso a la extrapolación de sólo 0.47, obteniendo así un valor de CSI más bajo (6%) que la extrapolación.

4.4.2 Análisis de los resultados

En la Figura 4.16 se presentan la evaluación de las previsiones con las diferentes configuraciones de la combinación en términos de CSI para un umbral de 0.2 mm y usando un ancho de malla común de aproximadamente 4 km. También se presentan la evaluación de la precipitación prevista con la extrapolación y el modelo COSMO-DE con fines comparativos. Otras métricas de verificación, como la correlación, POD, FAR y RMSE son presentados en el Apéndice C.3.

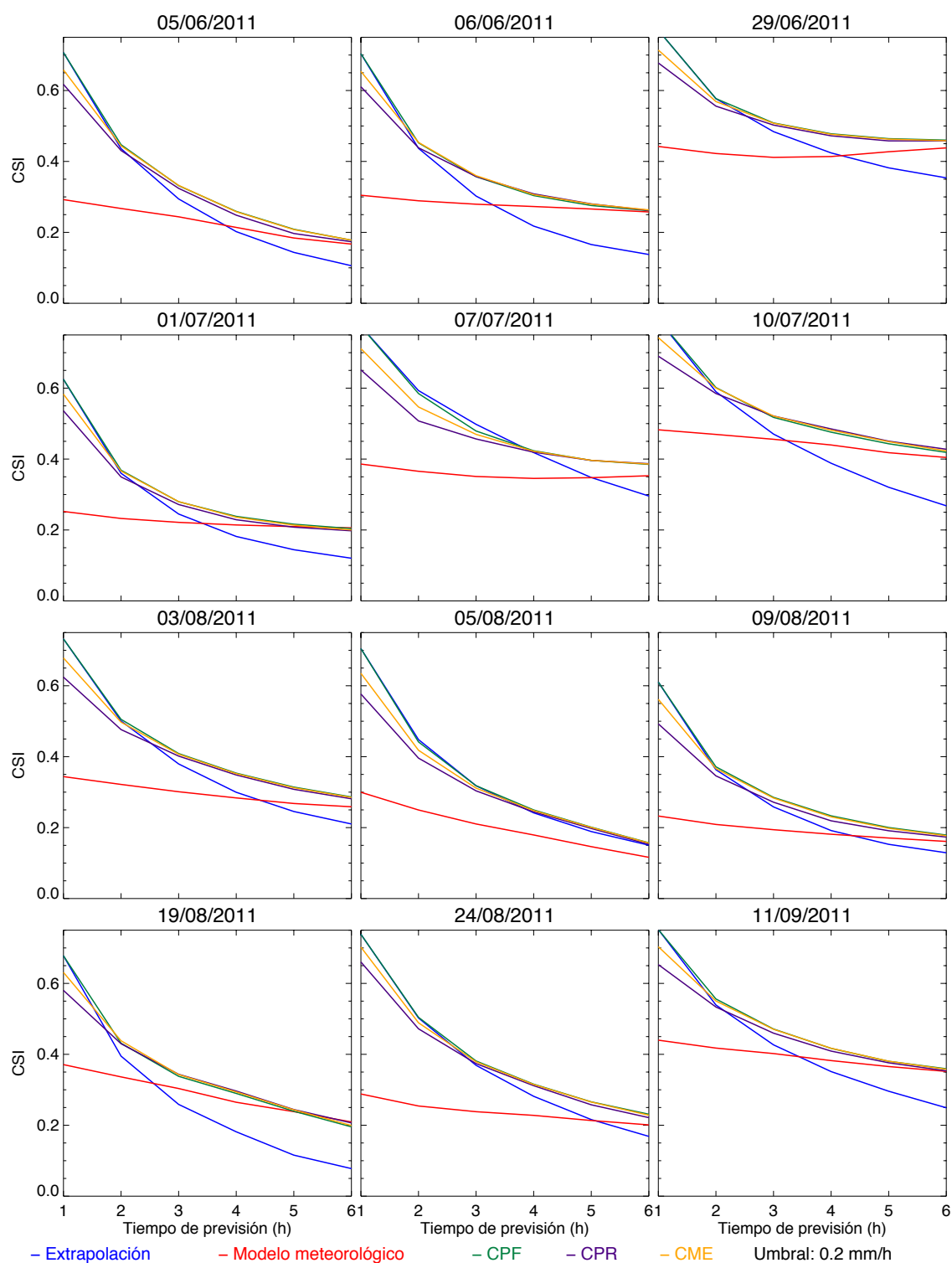


Figura 4.16. Como en la Figura 4.13 pero para los episodios sobre el dominio centroeuropeo.

Al analizar los valores de CSI de las diferentes configuraciones de la combinación en los diferentes episodios presentados en la Figura 4.16 se puede observar que la

configuración CPR presenta valores más bajos de CSI que la extrapolación y que la configuración CPF en las dos primera horas de previsión, alrededor del 10% para la primera hora y del 3% para la segunda. Los valores de CSI de la configuración CME están en un punto intermedio entre los valores de las configuraciones CPR y CPF. Los valores más bajos de CSI en las dos primeras horas de previsión se debe principalmente a dos factores, el primero tiene que ver con la definición del peso basado en el pasado reciente, donde se tiene la hipótesis que la calidad del modelo meteorológico se mantiene más o menos constante a medida que aumenta el tiempo de previsión. Esta hipótesis no es válida para el modelo COSMO-DE porque tal y como se mostró en Figura 3.8, la calidad de sus previsiones disminuye a medida que aumenta el tiempo de previsión. El segundo factor tiene que ver con el modelo COSMO-DE proporciona buenos resultados en las primeras horas de previsión, por lo tanto, las configuraciones CPR y CME le dan menos peso a la extrapolación, sin embargo, la calidad de la precipitación prevista por la extrapolación es mucho mayor, provocando que disminuya la calidad de sus previsiones con respecto a la de la extrapolación.

A partir de la tercera hora de previsión, la calidad de las previsiones, en términos de CSI para un umbral de 0.2 mm, es casi igual para las diferentes configuraciones en los diferentes episodios.

En general, los valores de CSI de la configuración CPF en los diferentes episodios sobre el dominio alemán, al igual que en el dominio español, presentan mayores valores en las horas previas y posteriores al punto de cruce donde el modelo COSMO-DE empieza a proporcionar mejores resultados que la técnica de extrapolación.

Un caso particular es el ocurrido el episodio del 05/08/2011 (Figura 4.16), donde se registraron sistemas de precipitación de pequeña escala, que crecen y decrecen rápidamente. En este episodio el modelo COSMO-DE no realizó una previsión acertada de la precipitación y la extrapolación proporcionó mejores resultados durante las seis horas de previsión. La CPF proporcionó en promedio la misma calidad de las previsiones de la extrapolación, mientras que la calidad de las previsiones de la configuración CPR y CME fueron más bajas para las dos primeras horas de previsión, e iguales a partir de la tercera hora de previsión.

En la Tabla 4.3 se presenta un resumen de la evaluación de las diferentes configuraciones para todos los episodios sobre el dominio centroeuropeo en términos de CSI, POD, FAR, correlación y RMSE para cada una de las seis horas de previsión. El CSI, POD y FAR se calcularon utilizando un umbral de 0.2 mm. En dicha tabla también se presentan los resultados para la extrapolación y del modelo meteorológico con fines comparativos y adicionalmente, se presentan los valores de CSI que se obtendrían si se utilizan los pesos óptimos en cada caso específico.

Tabla 4.3. Como en la Tabla 4.1 pero para el dominio centroeuropeo, con un ancho de malla de 4km. El CSI, POD y FAR fueron calculados usando un umbral de 0.2 mm.

	Tiempo de previsión (horas)					
	1	2	3	4	5	6
CSI (umbral de 0.2mm)						
Extrapolación	0.72	0.48	0.37	0.29	0.24	0.2
COSMO-DE	0.35	0.32	0.31	0.29	0.28	0.28
CPF	0.72	0.49	0.4	0.34	0.31	0.29
CPR	0.62	0.46	0.39	0.34	0.31	0.29
CME	0.67	0.48	0.39	0.34	0.31	0.29
<i>Pesos óptimos</i>	<i>0.72</i>	<i>0.5</i>	<i>0.41</i>	<i>0.36</i>	<i>0.33</i>	<i>0.31</i>
POD (umbral de 0.2mm)						
Extrapolación	0.82	0.64	0.53	0.45	0.38	0.33
COSMO-DE	0.48	0.45	0.42	0.41	0.39	0.38
CPF	0.82	0.67	0.61	0.57	0.52	0.48
CPR	0.82	0.69	0.6	0.54	0.49	0.45
CME	0.83	0.7	0.62	0.56	0.51	0.47
FAR (umbral de 0.2mm)						
Extrapolación	0.15	0.34	0.46	0.54	0.61	0.66
COSMO-DE	0.45	0.47	0.48	<u>0.49</u>	<u>0.5</u>	<u>0.5</u>
CPF	0.15	0.35	0.47	0.53	0.56	0.57
CPR	0.29	0.41	0.48	0.52	0.54	0.55
CME	0.23	0.39	0.48	0.53	0.56	0.57
Correlación						
Extrapolación	0,66	0,30	0,18	0,11	0,07	0,04
COSMO-DE	0,27	0,25	0,23	0,21	0,20	0,20
CPF	0,66	0,31	0,21	0,19	0,18	0,18
CPR	0,67	0,36	0,27	0,22	0,20	0,19
CME	0,67	0,34	0,24	0,21	0,19	0,19
RMSE (mm)						
Extrapolación	2,45	3,22	3,46	3,56	3,61	3,64
COSMO-DE	2,21	2,23	2,23	2,23	2,21	2,21
CPF	2,45	3,10	2,84	2,42	2,25	2,18
CPR	1,83	2,23	2,26	2,23	2,22	2,19
CME	2,11	2,60	2,50	2,29	2,21	2,17

Al analizar los valores de CSI para un umbral de 0.2 mm, se puede observar que la calidad de las previsiones realizadas con las configuraciones CPR y CME es más baja que la de las previsiones realizadas con la extrapolación y la configuración CPF en las primeras dos horas de previsión. Dicho comportamiento se debe a que el modelo COSMO-DE presenta muy buenos resultados al inicio de la simulación, sin embargo, siguen siendo más bajos que los de la extrapolación, por lo tanto, se evidencia que la definición de los pesos de las configuraciones CPR y CME no es adecuada para las dos primeras horas de previsión. Para las demás horas de previsión las diferencias entre las diferentes configuraciones, en los diferentes casos, se compensan y al realizar una verificación global se obtienen resultados similares.

Al analizar los valores de CSI con los que se obtendrían los mejores resultados en términos de CSI para un umbral de 0.2 mm, se puede apreciar que para la primera hora no hay margen de mejora y la mejor opción es siempre darle todo el peso a la extrapolación. Para las demás horas de previsión, la configuración CPF presenta valores de CSI muy cercanos (entre 1 y 2%) a los valores que se obtendrían utilizando los pesos óptimos.

Por otro lado, al analizar los valores de la correlación, los resultados de la extrapolación son más bajos que los presentados en el dominio español. Estos valores más bajos de la extrapolación tienen que ver con que los episodios presentan precipitación más intensa, con una gran cantidad de núcleos convectivos. Al realizar la extrapolación cuando se comenten errores de localización de intensidades altas, sin importar si estos errores son pequeños, la calidad de las previsiones en términos de correlación disminuye considerablemente. Por otro lado, los valores de correlación del modelo COSMO-DE son mucho más altos que los del modelo NMM-ES. Al unir estos dos factores, el punto de cruce donde el modelo COSMO-DE empieza a proporcionar mejores valores de correlación que la extrapolación está justo después de la segunda hora de previsión. Las diferentes configuraciones presentan valores de correlación similares a excepción de la segunda y tercera hora de previsión, donde la configuración CPR presenta valores más altos.

En cuanto al RMSE, el modelo COSMO-DE proporciona mejores resultados para todos los tiempos de previsión que la extrapolación. Esto se debe a que la mayoría de los episodios sobre el dominio centroeuropeo se presentan sistemas convectivos; por lo tanto la extrapolación tiene una doble penalización, debido a que antes que estos sistemas inicien, no hay previsión de ellos y unas horas más adelante, justo antes de que empiezan a decrecer, éstos son extrapolados para todos los tiempos de previsión cuando en realidad decrecen; al ser sistemas convectivos, con altos valores de acumulación horaria, los valores de RMSE aumentan considerablemente. Teniendo en cuenta que el modelo COSMO-DE proporciona mejores resultados que la extrapolación, la configuración que mayor peso le asigne mayor peso a éste, sería la que mejores resultados proporcione. En este caso sería la configuración CPR para las primeras horas de previsión y la configuración CME para las últimas horas de previsión.

4.5 Resumen y conclusiones

Se implementaron tres configuraciones para combinar linealmente la precipitación prevista con una técnica de extrapolación y con modelos meteorológicos. Las configuraciones fueron implementadas sobre un dominio español, usando el mosaico español y las previsiones de precipitación del modelo NMM-ES y sobre un dominio centroeuropeo usando un mosaico europeo del DWD y el modelo COSMO-DE.

Al analizar diferentes casos, se ha encontrado que las diferentes formas de definir el peso, hace que, cada configuración sea apropiada para diferentes tipos de episodios. Por ejemplo, la configuración CPR funciona mejor que las demás configuraciones cuando la calidad de las previsiones del modelo meteorológico es mucho más altas o mucho más bajas que la calidad promedio del modelo meteorológico. La CME funciona mejor que las otras dos configuraciones cuando la calidad de las previsiones del modelo meteorológico es más alta o más baja que la calidad promedio del modelo y hay cambios en la relación de la calidad de las previsiones de la extrapolación y los modelos meteorológicos. Finalmente, la configuración CPF funciona mejor que las demás configuraciones en las situaciones donde la calidad de las previsiones del modelo

meteorológico está dentro del promedio y hay cambios en la relación entre la calidad de las previsiones de la extrapolación y del modelo meteorológico.

Al comparar los resultados de las diferentes configuraciones se ha encontrado que el uso de definiciones de pesos más sofisticados, que incluyen información de verificación del pasado reciente no aporta información valiosa a la hora de determinar el peso con el que se realiza la combinación lineal, ya que en algunos casos se obtienen mejores resultados, pero en otros se obtienen peores. Por lo tanto, se concluye que la combinación que utiliza pesos fijos es mejor que las otras dos, debido a que es más simple y con ésta se obtiene en promedio la misma calidad en las previsiones.

A pesar de que en el dominio centroeuropeo se tiene un modelo meteorológico con características cercanas a las requeridas para realizar previsiones a muy corto plazo (COSMO-DE), la calidad de las previsiones de la extrapolación sigue siendo más alta en las primeras horas de previsión y por lo tanto, los pesos que se encuentran con la configuración CPF para las tres primeras horas de previsión son iguales en ambos dominios. Para las siguientes tres horas de previsión, los mejores resultados del modelo COSMO-DE sí se ven reflejados en los pesos del modelo que se utilizan para realizar la combinación, siendo más altos que los utilizados sobre el dominio español.

Al comparar los resultados en los dos dominios, se puede observar cómo los valores de las métricas de verificación de la combinación sobre el dominio centroeuropeo son mayores que sobre el dominio español. Esto debe principalmente a la mejor calidad del modelo meteorológico y a las diferencias de los episodios que se presentan en los dos dominios.

Al realizar la combinación de las previsiones de precipitación de la técnica de extrapolación y de los modelos meteorológicos, se obtiene una sola previsión, la cual en promedio presenta mejores resultados que cada una de las previsiones por separado.

El margen de mejora de la combinación lineal es reducido, de manera que, si se encontrara la forma de encontrar el peso óptimo para realizar la combinación lineal en

cada caso específico, la mejora en la calidad de las previsiones, en términos de CSI, estaría entre el 1% y el 2% con respecto a la configuración CPF.

Finalmente, se ha implementado en modo operacional la configuración CPF en HYDS. Los resultados operacionales de esta combinación son utilizados por diferentes sistemas de alerta hidrometeorológica tales como Wicast y MEDUSA.

Capítulo 5

El ciclo diurno de la precipitación en la combinación

5.1 Introducción

El ciclo del calentamiento solar es un mecanismo de forzamiento importante que influencia la evolución de sistemas de precipitación convectiva durante las estaciones cálidas (Carbone et al. 2002). Los sistemas de precipitación convectiva provocados por el ciclo de calentamiento solar generalmente se presentan en las horas de la tarde, provocando que en estas horas se presenten máximos en cobertura e intensidades de lluvia.

Como apuntaron Germann et al. (2006) y Roca-Sancho et al. (2009), MAPLE, al igual que la mayoría de las técnicas de extrapolación de datos radar, no reproduce el ciclo diurno de la precipitación, debido a que estas técnicas no contemplan el crecimiento y decrecimiento de la precipitación. En ese sentido, al extrapolar el último campo de precipitación medido, los cambios en el área e intensidad de la precipitación no son incluidos en las previsiones.

Roca-Sancho et al. (2009) realizaron la caracterización del error de las previsiones de precipitación de la técnica de extrapolación MAPLE. En dicha caracterización incluyeron la dependencia de la estructura del error dependiendo de la región, la hora del día y la estación del año. Esta caracterización es el primer paso para realizar la simulación estadística de series de campos de error con la estructura apropiada (distribución y correlación espacial y temporal) de cara a la generación de conjuntos de posibles realizaciones de previsión de lluvia (Roca-Sancho 2013). Al tener en cuenta la hora del día y la estación del año, las simulaciones podrían incluir el ciclo diurno de la precipitación.

Con respecto a los modelos meteorológicos, en los últimos años varios autores han trabajado en la validación de la habilidad de éstos de modelizar el ciclo diurno de la precipitación (Davis et al. 2003; Knierim et al. 2004; Clark et al. 2007; Surcel et al. 2010; Berenguer et al. 2012). La mayoría de estos autores muestran que los modelos meteorológicos de meso-escala, con anchos de malla mayores a 10 km, no describen adecuadamente el ciclo diurno de la precipitación, debido principalmente a sus debilidades en la correcta caracterización del inicio y la advección de la precipitación convectiva organizada. Finalmente, Clark et al. (2007) apuntaron que se puede mejorar la caracterización del ciclo diurno al incrementar el paso de malla permitiendo el uso de esquemas de convección explícitos (en vez de usar parametrizaciones para modelizar la convección).

Por otro lado, en lo que respecta a las técnicas de combinación, Pinto et al. (2006) expusieron la necesidad de variar los pesos usados en la combinación dependiendo de la hora del día. Más recientemente, Pinto et al. (2010) presentaron un sistema el cual permiten que los pesos varíen dependiendo de la hora del día en la que se realiza la combinación, dándole más peso al modelo meteorológico durante el periodo de iniciación y crecimiento de la precipitación, pero no reportaron las mejoras en la calidad de las previsiones que se obtienen.

En resumen, parece adecuado tener en cuenta el ciclo diurno de la precipitación, dándole más importancia a las previsiones del modelo meteorológico en las horas donde hay más crecimiento y decrecimiento de la precipitación. Para ello, en este capítulo se plantean dos posibles estrategias: en la primera se les asignan diferentes pesos a diferentes horas del día a la precipitación prevista con la técnica de extrapolación y con el modelo meteorológico, dándole más importancia a las previsiones de este último en las horas de mayor inicio, crecimiento y decrecimiento de la precipitación. En la segunda se estima el crecimiento y decrecimiento de la precipitación prevista con los modelos meteorológicos, para darle mayor peso en el momento de realizar la combinación.

5.2 Impacto del ciclo diurno de la precipitación en la combinación que utiliza pesos fijos

En esta sección se analiza el impacto de cambiar los pesos fijos que se utilizan para realizar la combinación, para que varíen dependiendo de la hora del día en la que se realiza la combinación. Con este cambio, se pretende darle más importancia al modelo meteorológico en las horas en las que hay más procesos de crecimiento y decrecimiento de la precipitación.

5.2.1 Dominio español

Con el fin de realizar un estudio que sea representativo, se amplió la cantidad de episodios sobre el dominio español para realizar el estudio del impacto del ciclo diurno de la precipitación (ya que sólo se disponían de 6 episodios dentro de las estaciones cálidas en los presentados en la sección A.1). Se utilizaron 70 días de precipitación entre mayo y septiembre de 2011 sobre el dominio español. Los 70 días corresponden a los días cuyo acumulado diario de precipitación excede 5 mm en más del 5% del área de verificación.

En la Figura 5.1 se presentan los valores de CSI para un umbral de 0.2 mm, de las previsiones de precipitación por la técnica de extrapolación y por el modelo NMM-ES para las diferentes horas del día. En dicha figura también se presenta la cobertura de lluvia promedio observada y prevista con el modelo meteorológico.

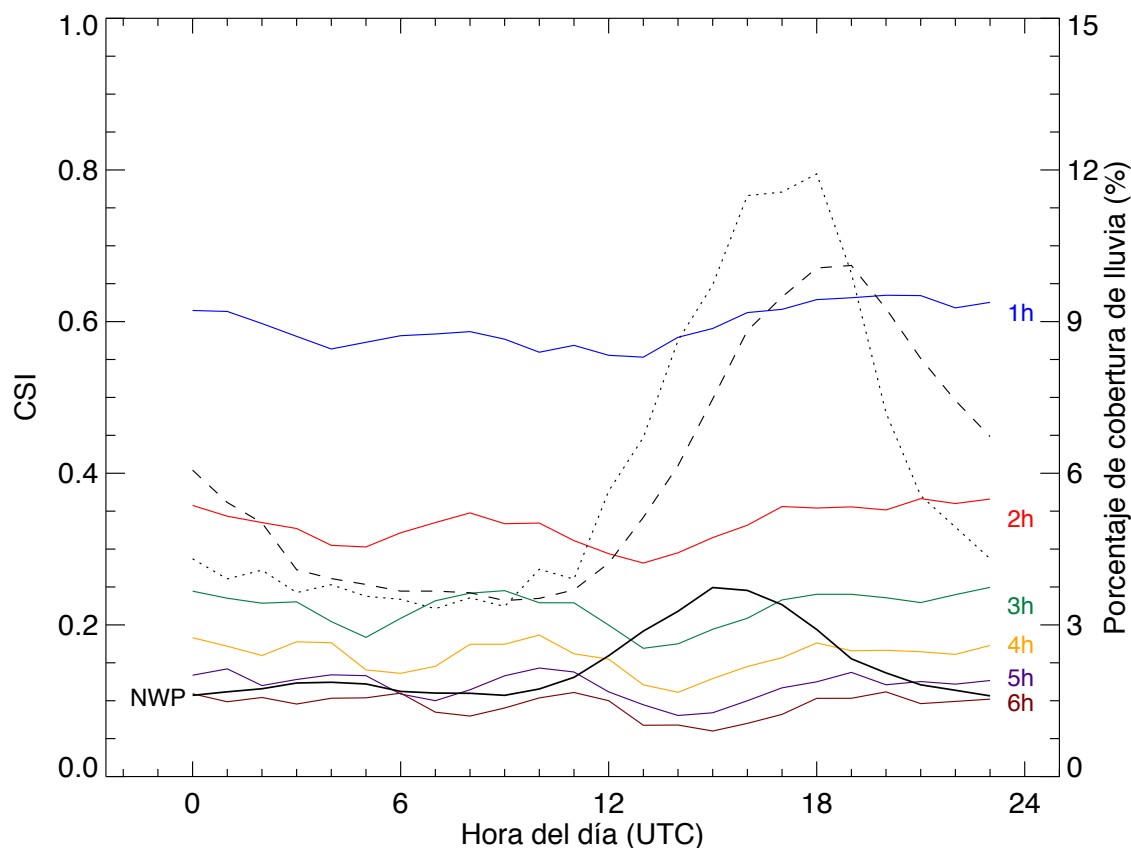


Figura 5.1. Variabilidad del CSI respecto a la hora del día (la hora corresponde con la hora de la verificación), para el modelo meteorológico (línea sólida negra) y la 1ª (línea azul), 2ª (línea roja), 3ª (línea verde), 4ª (línea amarilla), 5ª (línea violeta) y 6ª (línea marrón) hora de previsión de la extrapolación. La línea discontinua corresponde con la cobertura de lluvia promedio observada con el radar y la línea punteada corresponde con la cobertura de lluvia promedio de las previsiones del modelo meteorológico.

Uno de los efectos del ciclo diurno de la precipitación, que se ve reflejado en el aumento del porcentaje de cobertura de lluvia entre las 1400 y las 0000 UTC, puede apreciarse en la Figura 5.1 (línea punteada negra). Este aumento en la cobertura de lluvia es reproducido por las previsiones del modelo meteorológico (línea discontinua negra), aunque con un desfase de entre una y dos horas. Dicho desfase provoca diferencias considerables entre la cobertura de lluvia observada con el radar y prevista con el modelo meteorológico. Por un lado, entre las 1200 y las 1800 UTC el modelo NMM-ES sobreestima la cobertura de lluvia y por el otro, entre las 1800 y las 0300 UTC el modelo NMM-ES subestima la cobertura de lluvia.

Adicionalmente, se puede apreciar (Figura 5.1) que los valores de CSI para un umbral de 0.2 mm de la precipitación prevista con la técnica de extrapolación son más bajos en

las primeras horas de la tarde que para el resto de horas del día. Esto se debe principalmente al aumento del área de precipitación que ocurre en estas horas del día. Como la precipitación prevista con la técnica de extrapolación para las primeras horas de la tarde se realiza cuando la precipitación provocada por el calentamiento solar, por lo general, todavía no se ha iniciado, se producen omisiones (lluvia que no es prevista). Dichas omisiones disminuyen la calidad de las previsiones realizadas con la técnica de la extrapolación.

Por otro lado, se puede apreciar que los valores de CSI de la precipitación prevista con el modelo NMM-ES en las horas de la tarde son mayores que los del resto del día (línea negra continua en la Figura 5.1). Estos valores más altos de CSI se deben principalmente a que una parte considerable de los sistemas de precipitación que se registran en la temporada cálida sobre el dominio español son sistemas de precipitación orográfica, y la localización de este tipo de sistemas es más fácil de prever que la de la lluvia de convección (Clark et al. 2016).

Los efectos del ciclo diurno de la precipitación en la calidad de las previsiones realizadas con la técnica de extrapolación y el modelo NMM-ES sobre el dominio español durante la temporada cálida, indican que parece apropiado darle más importancia al modelo meteorológico en las horas donde hay más crecimiento y decrecimiento de la precipitación al realizar la combinación. En este orden de ideas, para tener en cuenta el ciclo diurno de la precipitación en la combinación se utiliza la misma definición de los pesos fijos de la configuración CPF (presentada en la ecuación 4.3, sección 4.2.2), pero en esta nueva configuración los pesos varían dependiendo de la hora del día en que se realiza la combinación. Para determinar los pesos con los que se obtienen los mejores resultados, se lleva a cabo un proceso similar al realizado para encontrar los pesos fijos en la configuración CPF (ver sección 4.2.1).

En la Figura 5.2 se presenta la evolución de los pesos para las seis horas de previsión (líneas de colores) con los cuales se obtienen los mejores resultados (en términos de CSI para un umbral de 0.2 mm) al realizar la combinación para cada una de las horas del día. Adicionalmente, en dicha figura se presenta el porcentaje promedio de cobertura de lluvia registrada con el radar y la prevista con el modelo NMM-ES.

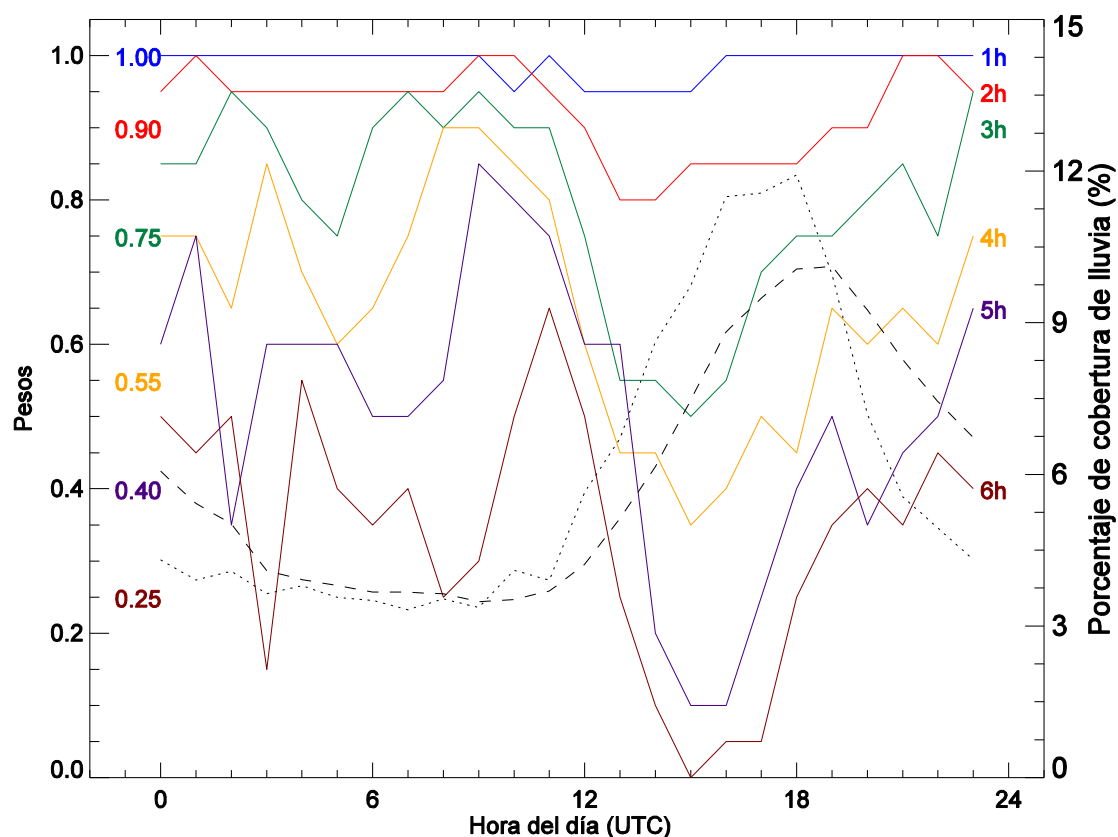


Figura 5.2. Evolución de los pesos fijos de la combinación en las diferentes horas del día, para la 1ª (línea azul), 2ª (línea roja), 3ª (línea verde), 4ª (línea amarilla), 5ª (línea violeta) y 6ª (línea marrón) hora de previsión. La línea negra discontinua representa la cobertura media de lluvia en el área de verificación al momento de hacer la combinación y la línea negra punteada representa el área de lluvia prevista con el modelo meteorológico. Los números a la izquierda de cada línea representan el valor de los pesos fijos para todo el día.

En la Figura 5.2 se puede apreciar que en la primera y segunda hora de previsión (líneas azul y roja) los valores de los pesos son muy parecidos en las diferentes horas del día. Esta poca variabilidad en las dos primeras horas de previsión se debe a que la calidad de la precipitación prevista con la técnica de extrapolación es mucho mayor que la de la prevista con el modelo NMM-ES.

A partir de la tercera hora de previsión se aprecian cambios importantes en el valor de los pesos que se deben utilizar para realizar las previsiones en las diferentes horas del día. Por ejemplo, entre las 1300 y 1800 UTC el peso con el que se obtienen los mejores resultados es más bajo que en el resto de horas del día. Lo anterior se debe a la mayor

calidad de la precipitación prevista con del modelo NMM-ES en dicho intervalo de tiempo.

En la Figura 5.3 se presenta la verificación en términos de CSI para un umbral de 0.2 mm. Se incluyen tanto los resultados de la combinación usando los mismos pesos fijos durante todo el día (líneas continuas) como usando diferentes pesos a diferentes horas del día (líneas punteadas). A pesar de las diferencias en los valores de los pesos que se deben utilizar en las diferentes horas del día, los incrementos en los valores de CSI al usar diferentes pesos en diferentes horas del día son mínimos (incremento promedio de 1%, con máximos de hasta un 2% en ciertas horas).

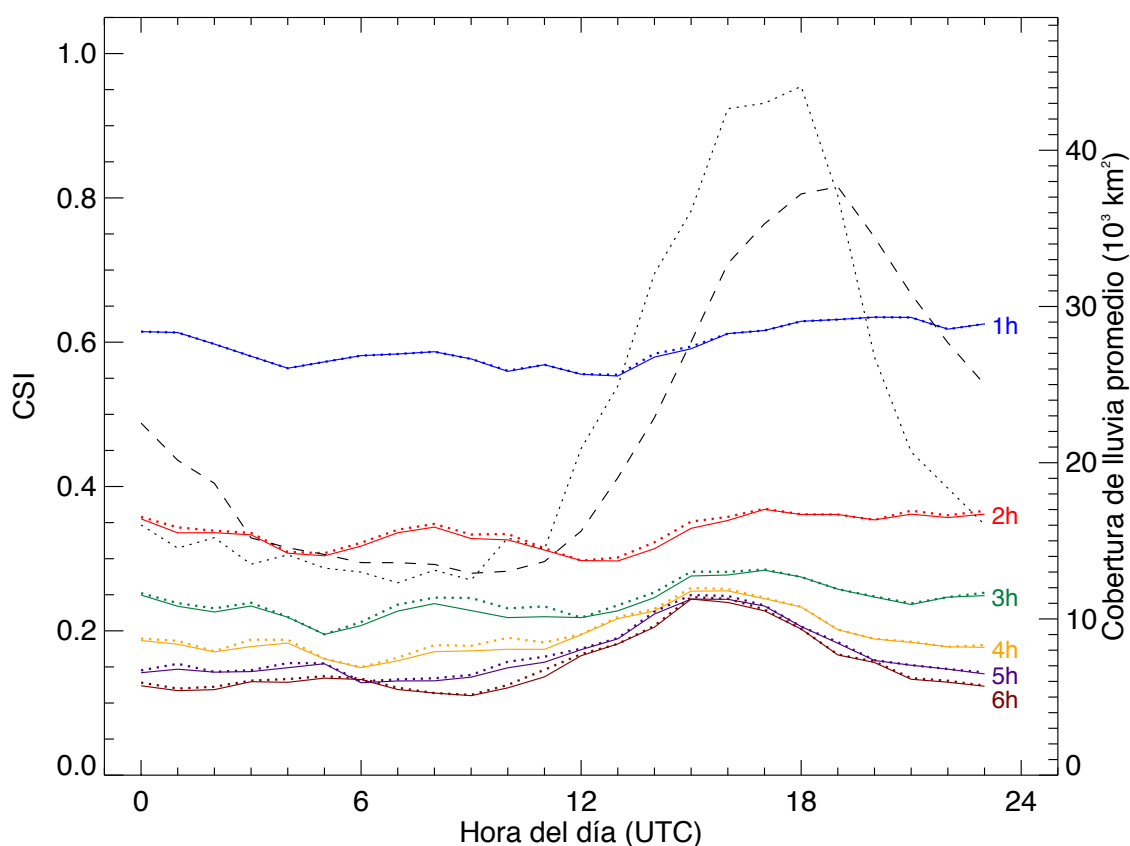


Figura 5.3. Variabilidad del CSI respecto a las horas del día, usando los mismos pesos todo el día (líneas sólidas) y usando diferentes pesos a diferentes horas del día (líneas punteadas), para la 1ª (línea azul), 2ª (línea roja), 3ª (línea verde), 4ª (línea amarilla), 5ª (línea violeta) y 6ª (línea marrón) hora de previsión, usando los 70 días completos de precipitación entre mayo y septiembre de 2011. La línea negra discontinua representa la cobertura media de lluvia en el área de verificación al momento de hacer la combinación y la línea negra punteada representa el área de lluvia prevista con el modelo meteorológico.

En la Figura 5.4 se presenta un resumen de la evaluación de los resultados en términos de CSI, POD, correlación y RMSE. En dicha figura se aprecian las diferencias promedio entre utilizar diferentes pesos en cada hora del día (líneas rojas) y utilizar los mismos pesos todo el día (líneas azules). Se puede apreciar que en promedio la mejora que se obtiene al usar diferentes pesos a diferentes horas del día no es significativa. Con base a lo anterior, se puede concluir que, dada la baja calidad de las previsiones del modelo meteorológico y de la extrapolación después de la tercera hora de previsión, en promedio el peso que se utilice para realizar la combinación tiene poca influencia en los resultados finales.

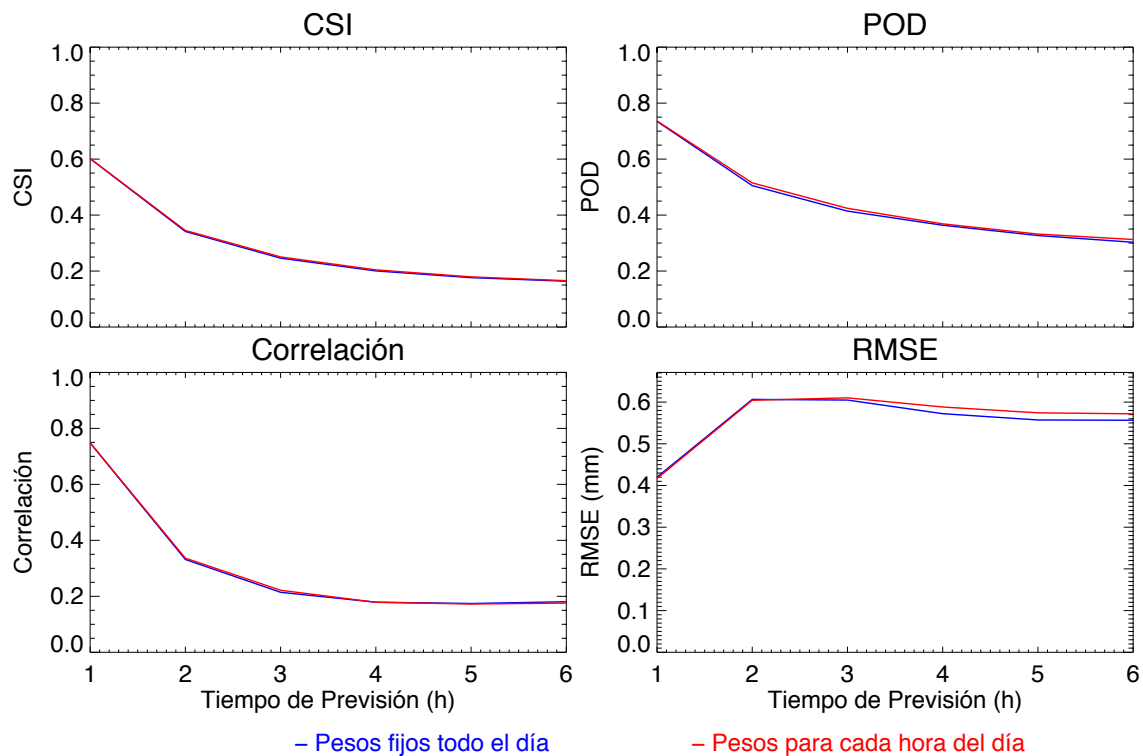


Figura 5.4. Evaluación de los resultados en términos de CSI, POD, correlación y RMSE, usando los mismos pesos en todas las horas del día (líneas azules) y usando pesos diferentes en cada hora del día (líneas rojas).

5.2.2 Dominio centroeuropeo

Para el dominio centroeuropeo se ha realizado el análisis del impacto del ciclo diurno de la precipitación en la combinación con los 12 episodios de precipitación presentados en la sección **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia..** En la Figura 5.5 se

presentan los valores de CSI de la precipitación prevista con la técnica de extrapolación (líneas continuas) y los modelos meteorológicos (líneas discontinuas) en función de la hora del día (se presentan 8 de las 24 ejecuciones diarias de la técnica de extrapolación). También se presenta el porcentaje de cobertura de lluvia observado (línea discontinua negra) y prevista con el modelo COSMO-DE (línea punteada negra).

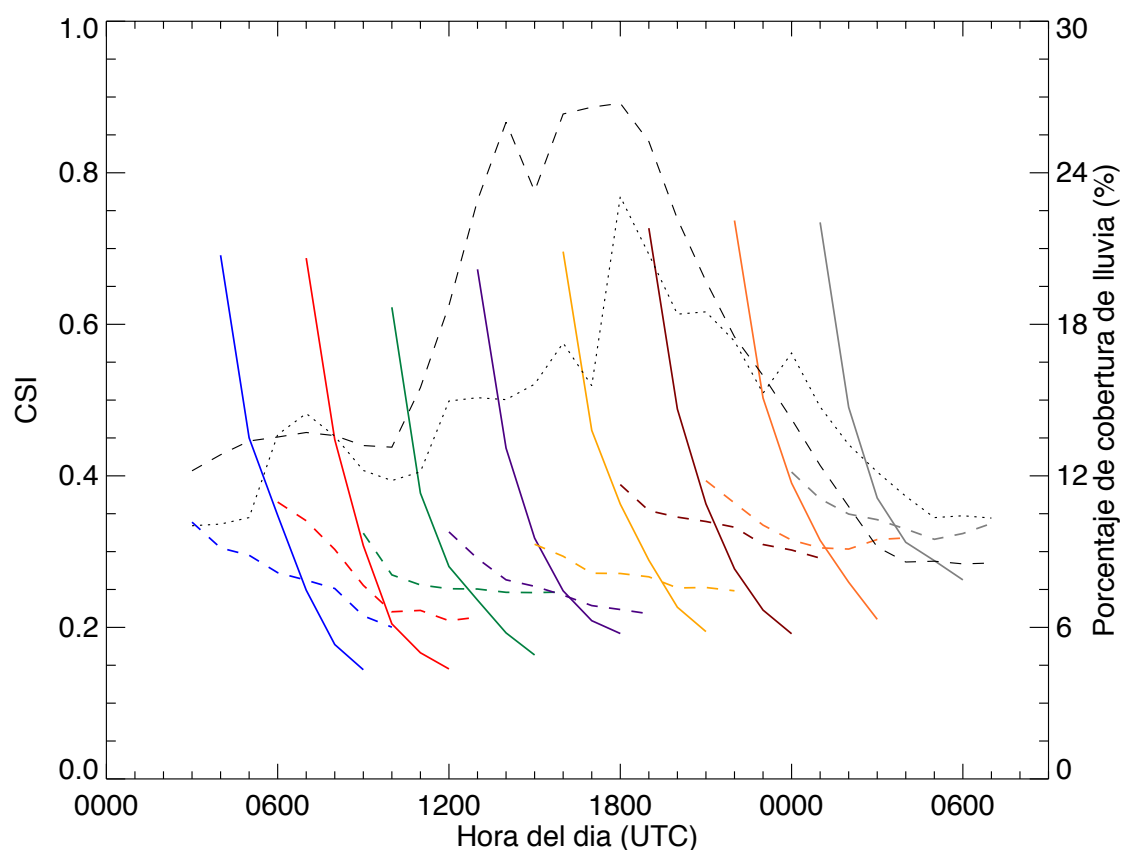


Figura 5.5 Valores de CSI para un umbral de 0.2 mm en función de la hora del día de la precipitación prevista con la técnica de extrapolación (líneas continuas) y el modelo COSMO-DE (líneas discontinuas) para los 12 episodios sobre el dominio centroeuropeo. La línea negra discontinua representa la cobertura media de lluvia en el área de verificación y la línea negra punteada representa la cobertura de lluvia prevista con el modelo meteorológico.

Al igual que lo que ocurría en el dominio español, en la Figura 5.5 se puede apreciar uno de los efectos del ciclo diario de la precipitación, el cual se ve reflejado en el aumento del porcentaje de cobertura de lluvia entre las 1200 y las 2300 UTC (línea negra discontinua). Este aumento en la cobertura de lluvia es reproducido de forma parcial por el modelo COSMO-DE, ya que el porcentaje de cobertura de lluvia de sus

previsiones entre las 1200 y las 1800 UTC es menor que el observado, mientras que entre las 0000 y las 0600 UTC es un poco mayor que el observado.

Por otro lado, al analizar los valores de CSI para un umbral de 0.2 mm de la precipitación prevista con la técnica de extrapolación (líneas continuas en la Figura 5.5), se observa que no hay muchas variaciones en las simulaciones realizadas en diferentes horas del día. Sin embargo, se puede apreciar que las previsiones realizadas entre las 1800 y las 0000 UTC (líneas continuas marrón, naranja y gris) presentan valores de CSI un poco mayores que los de las previsiones realizadas en otras horas del día.

Al analizar los valores de CSI para un umbral de 0.2 mm de la precipitación prevista con el modelo COSMO-DE (líneas discontinuas de colores en la Figura 5.5), se aprecia que las simulaciones realizadas a las 0600, 0900 y 1200 UTC (líneas discontinuas verde, violeta y amarilla) presentan valores más bajos que el promedio. Este comportamiento está relacionado con el hecho de que las simulaciones realizadas en estas horas tienen que modelizar la iniciación de la precipitación que empieza entre las 1100 y las 1400 UTC. Problemas en cuanto a la localización incorrecta de esa nueva precipitación o la no previsión del inicio de la precipitación hacen que la calidad de la precipitación prevista con el COSMO-DE de las simulaciones de dichas horas sea más baja que la calidad de las simulaciones realizadas en otras horas del día.

En contraste, las simulaciones del modelo COSMO-DE realizadas a las 1500, 1800 y 2100 UTC (líneas discontinuas marrón, naranja y gris en la Figura 5.5) presentan valores promedio de CSI más altos que las simulaciones realizadas en otras horas del día. Este comportamiento parece estar relacionado con que en las últimas horas de la tarde y en la noche (en los episodios de la temporada cálida), la mayoría de la precipitación ya se ha iniciado, y teniendo en cuenta que el modelo COSMO-DE asimila la precipitación del mosaico alemán, éste debe encargarse principalmente de realizar la advección y el decrecimiento de la precipitación. Por lo tanto, según los resultados obtenidos, el modelo COSMO-DE parece proporcionar mejores resultados modelizando los procesos físicos de decrecimiento y advección de la precipitación que simulando los procesos de iniciación de la precipitación.

En la Figura 5.6 se presenta la evolución de los pesos fijos en las diferentes horas del día en las que se realiza la combinación, de cada una de las seis horas de previsión (líneas continuas de colores) con los que se obtendrían los valores más altos de CSI para un umbral de 0.2 mm.

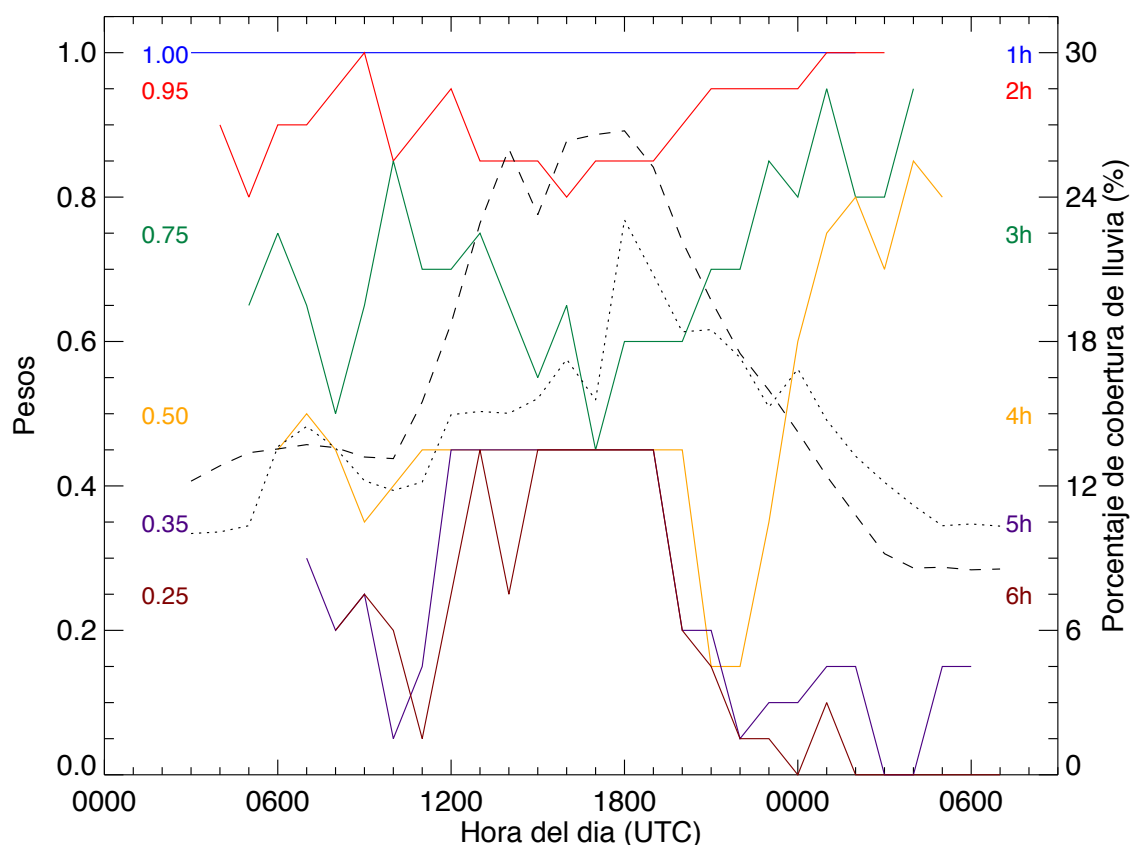


Figura 5.6 Como la Figura 5.2 pero para los 12 episodios sobre el dominio centroeuropeo

Al igual que sobre el dominio español, en las dos primeras horas de previsión (líneas azul y roja en la Figura 5.6) no hay mucha variabilidad en el valor del peso que se utiliza para realizar la combinación. Esto se debe a que la calidad de las previsiones de la técnica de extrapolación en las primeras horas de previsión es mucho mayor que la de los modelos meteorológicos.

Para la tercera y cuarta hora de previsión (línea verde y amarilla en la Figura 5.6) se aprecia mayor variabilidad de los pesos en las diferentes horas del día, notándose un aumento en los valores de los pesos entre las 2300 y las 0400 UTC. Este aumento se debe a que, en las madrugadas de los episodios analizados, cuando todavía hay

precipitación, generalmente son sistemas extensos y con una dirección y velocidad definida; por lo tanto, la extrapolación proporciona muy buenos resultados y en consecuencia se le asigna más peso a esta componente que a la del modelo COSMO-DE.

Para la quinta y sexta hora de previsión se les asigna mayor peso a las previsiones del modelo COSMO-DE durante gran parte del día (líneas violeta y marrón en la Figura 5.6). En las horas de la tarde se produce un comportamiento diferente: se puede apreciar una disminución de los valores de los pesos que se le asignan al modelo COSMO-DE entre las 1200 y las 1900 UTC. Este comportamiento, se debe a los problemas que tiene el modelo COSMO-DE en acertar la iniciación, la localización y el crecimiento de la precipitación. A pesar de que la extrapolación no contempla dichos procesos, la advección de la precipitación existente en las horas de la mañana (para las horas de la tarde), tiene una calidad similar a las de las previsiones del modelo COSMO-DE, provocando que a la hora de combinarlos se les asigne pesos similares.

En la Figura 5.7 se presentan las diferencias en términos de CSI para un umbral de 0.2 mm de utilizar pesos fijos durante todo el día (líneas de colores continuas) o utilizar pesos fijos que varían dependiendo de la hora del día (líneas de colores punteadas). Se puede apreciar cómo, al igual que sobre el dominio español, las diferencias entre los valores de CSI son muy bajas (incremento del CSI promedio menor a 1% con máximos de hasta de 4% en ciertas horas).

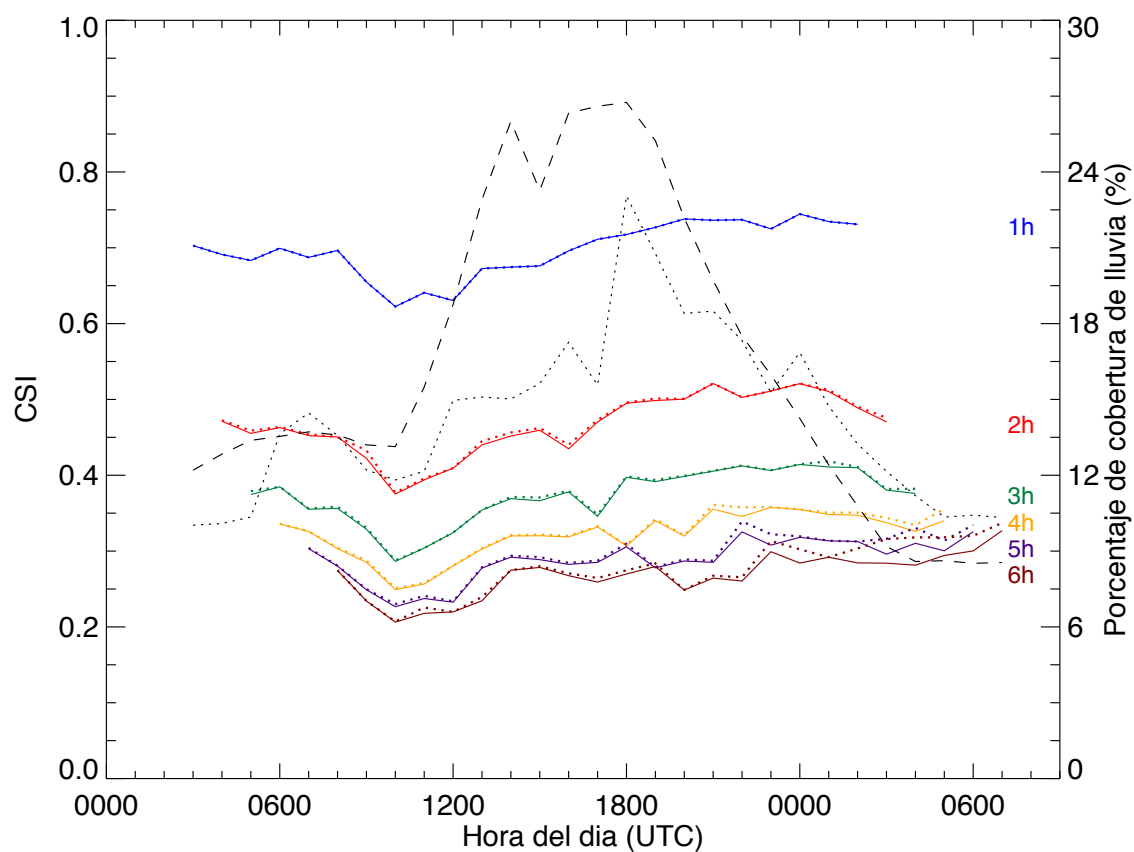


Figura 5.7 Como la Figura 5.3 pero para los episodios sobre el dominio centroeuropeo.

Finalmente, al igual que sobre el dominio español, al analizar el impacto total del uso de diferentes pesos a diferentes horas del día utilizando varias métricas de evaluación (ver Figura 5.8), se encuentra que las mejoras son tan bajas que no justificaría el grado de sofisticación adicional de modificar los valores de los pesos para que cambien dependiendo de la hora del día.

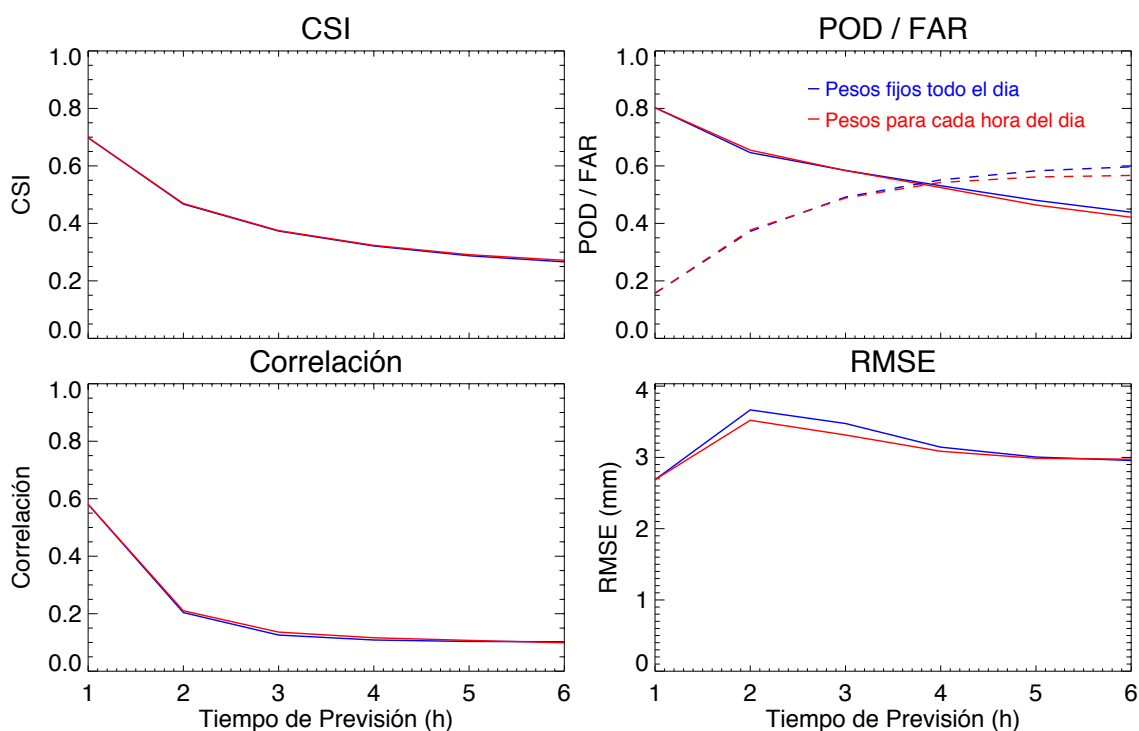


Figura 5.8 Como en la Figura 5.4 pero para el dominio centroeuropeo.

5.3 Combinación dándole más importancia al crecimiento y decrecimiento de la precipitación prevista con el modelo meteorológico (CCD)

Una de las diferencias en la representación de la física de la precipitación entre la técnica de extrapolación y los modelos meteorológicos se puede presentar partiendo de la ecuación de conservación de precipitación (ver, por ejemplo: Germann y Zawadzki 2002):

$$\frac{dR}{dt} = \frac{\partial R}{\partial t} + u \frac{\partial R}{\partial x} + v \frac{\partial R}{\partial y} \quad (5.1)$$

donde la evolución de la precipitación depende del crecimiento y decrecimiento de la precipitación y de su desplazamiento. Teniendo en cuenta que la técnica de extrapolación que se ha implementado en esta tesis no modeliza el crecimiento y decrecimiento de la precipitación, sino que únicamente se realiza una advección del último campo de precipitación, se obtiene:

$$\frac{dR_e}{dt} = 0 + u_e \frac{\partial R_e}{\partial x} + v_e \frac{\partial R_e}{\partial y} \quad (5.2)$$

Por otro lado, si se descompone la previsión de precipitación del modelo meteorológico de la misma manera, se obtiene:

$$\frac{dR_m}{dt} = \frac{\partial R_m}{\partial t} + u_m \frac{\partial R_m}{\partial x} + v_m \frac{\partial R_m}{\partial y} \quad (5.3)$$

donde el crecimiento y decrecimiento de la precipitación ($\partial R_m / \partial t$) sí es tenido en cuenta.

Por lo tanto, parece apropiado darle más importancia a esta componente de crecimiento y decrecimiento de la precipitación prevista con el modelo meteorológico en el momento de hacer la combinación, que es lo que se plantea en el siguiente apartado.

5.3.1 Metodología

Para considerar al crecimiento y decrecimiento de la precipitación prevista con el modelo meteorológico, se redefine la formulación de la combinación presentada en la ecuación 4.2, para incluir la componente de crecimiento y decrecimiento de la siguiente forma:

$$R_{b,t}(x, y, t_1) = w_\tau R_{e,t}(x, y, t_1) + [1 - w_\tau] R_{m,t_m}(x, y, t_1) + w_{s,\tau} S_{t,t_m}(x, y, t_1) \quad (5.4)$$

donde S_{t,t_m} representa el crecimiento y decrecimiento (*Source-Sink*) del modelo meteorológico y $w_{s,\tau}$ es el peso para esta componente dentro de la combinación en cada tiempo de previsión. Teniendo en cuenta que al darle un peso de $[1 - w_\tau]$ a las previsiones del modelo meteorológico, esa misma proporción del crecimiento y decrecimiento del modelo meteorológico ya ha sido incluida en la combinación, entonces el valor de este peso $w_{s,\tau}$ debe ser menor o igual a w_τ , para incluir la otra proporción que aún no se ha incluido.. Esta componente de crecimiento y decrecimiento del modelo meteorológico puede ser estimado de la siguiente forma:

$$S_{t,t_m}(x, y, t_1) = R_{m,t_m}(x, y, t_1) - R_{m,t_m}(x - \tau u_m, y - \tau v_m, t) \quad (5.5)$$

donde la previsión de precipitación del modelo meteorológico prevista para el tiempo t es extrapolada usando la técnica de advección semi-Lagrangiana hasta el tiempo t_1 , y entonces este resultado es restado del campo previsto por el modelo meteorológico para el tiempo t_1 . Para el proceso de advección del campo de precipitación prevista con el

modelo meteorológico, se necesita el campo de velocidades de la precipitación, (u_m, v_m) . Dicho campo de velocidades puede ser estimado de diferentes formas. En este trabajo se estima usando el COTREC (ver sección 2.2.1) sobre las acumulaciones horarias previstas por el modelo meteorológico.

5.3.2 Resultados sobre el dominio español

Con esta nueva configuración se pretende dar más importancia al crecimiento y decrecimiento de la precipitación prevista con el modelo meteorológico en el momento de hacer la combinación. En las Figuras 5.9 y 5.10 se presentan dos ejemplos del crecimiento y decrecimiento de la precipitación prevista con el modelo meteorológico (tercera columna) para el 12/05/2011 a las 1300 UTC y el 27/05/2011 a las 1300 UTC respectivamente.

En el ejemplo del 12/05/2011 (ver Figura 5.9) se puede observar como la velocidad de la precipitación es cercana a cero y que se presenta un incremento del área de lluvia y de las intensidades entre las 1500 y las 1800 UTC. En el ejemplo del 27/05/2011 (ver Figura 5.10) las previsiones del modelo NMM-ES muestran un decrecimiento de la precipitación que se registró sobre el Sistema Central, mientras que el núcleo que se registró sobre el Sistema Penibético se desplaza hacia el Noreste disminuyendo el área de lluvia y aumentando las intensidades.

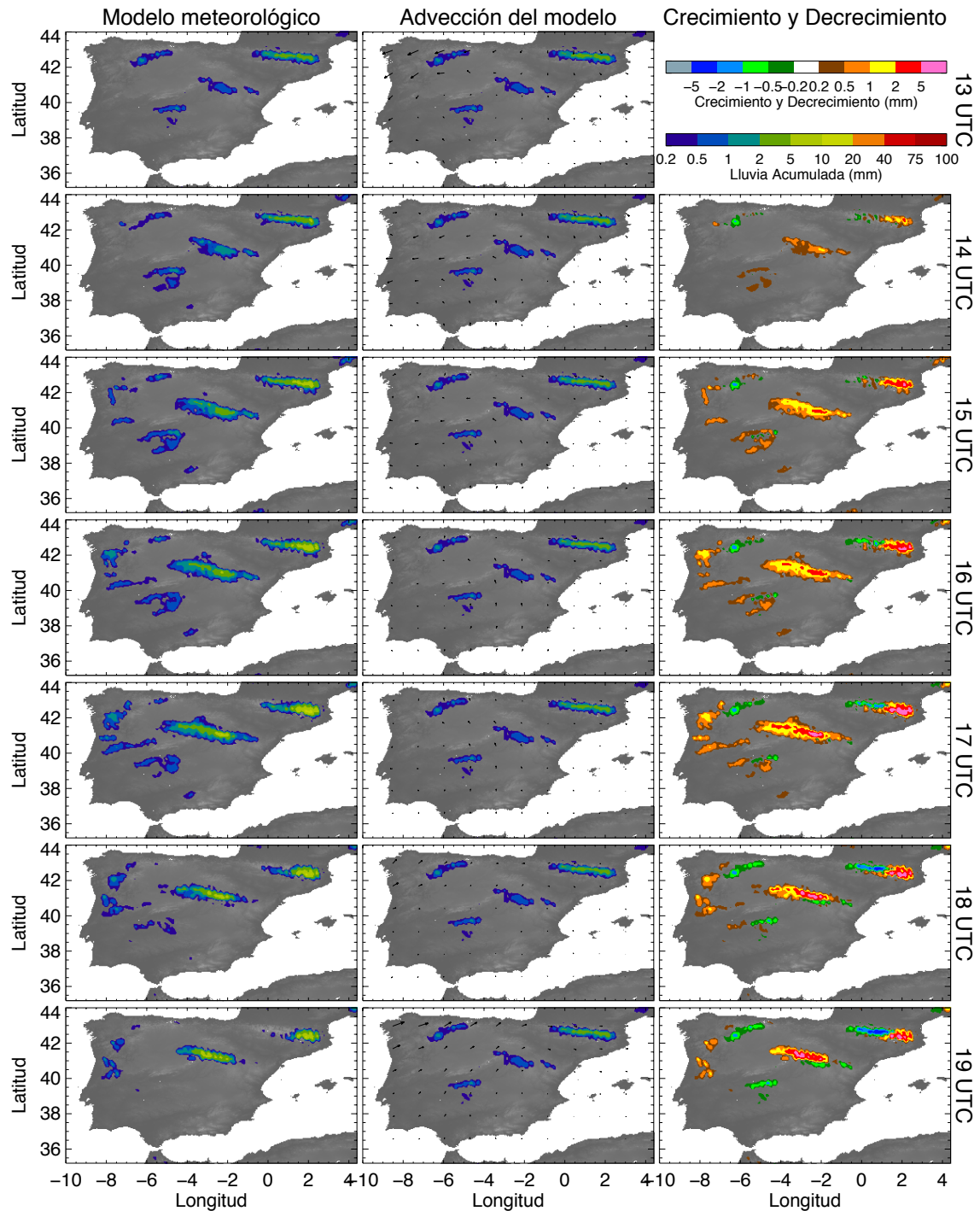


Figura 5.9. Ejemplo del cálculo del crecimiento y decrecimiento de la precipitación prevista con el modelo meteorológico para el 12/05/2011 a las 1300 UTC. La primera columna son las previsiones del modelo meteorológico para las 1300 UTC y las siguientes seis horas de previsión (desde las 1400 hasta las 1900 UTC). En la segunda columna se presenta la precipitación prevista con el modelo meteorológico para las 1300 UTC advectada hasta 6 horas (para las horas entre las 1400 y las 1900 UTC) junto con el campo de velocidades calculado y usado para la advección, y finalmente en la tercera columna se presenta el crecimiento y decrecimiento de la precipitación prevista con el modelo meteorológico.

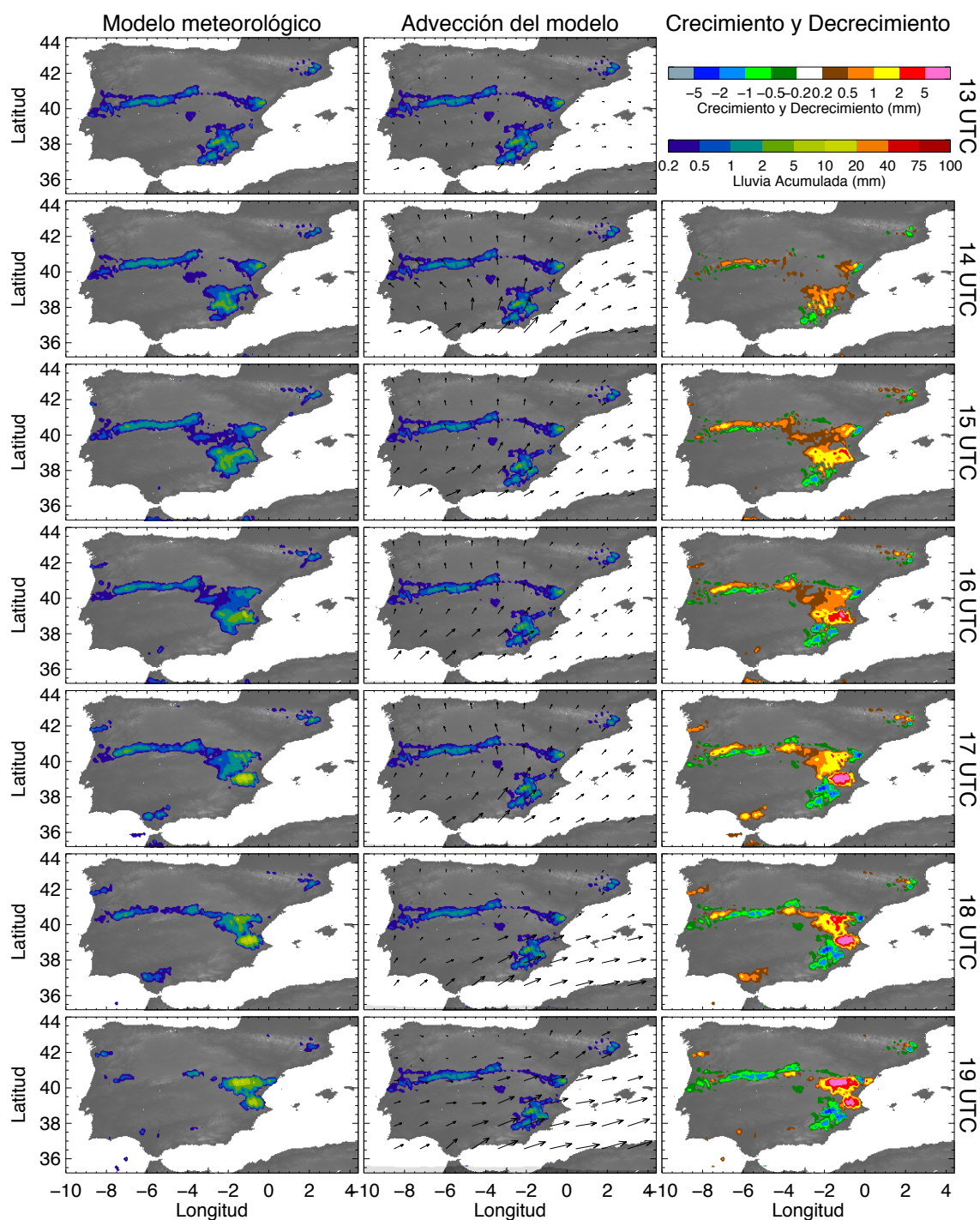


Figura 5.10. Como en la Figura 5.9, pero para el 27/05/2011 a las 1300 UTC.

Los pesos usados tanto para la extrapolación, para el modelo meteorológico y para la componente de crecimiento y decrecimiento del modelo meteorológico fueron encontrados de tal forma que produjeran los mejores resultados en términos de CSI para un umbral de 0.2 mm (similar al usado para encontrar los pesos fijos presentado en la

sección 4.2.1). Los pesos para cada hora de previsión, tanto para la extrapolación como para la componente de crecimiento y decrecimiento, con los que se obtienen los mejores resultados son presentados en la Tabla 5.1.

Tabla 5.1. Pesos con los que se obtienen los mejores resultados en términos de CSI para la componente de la extrapolación y la componente del crecimiento y decrecimiento del modelo meteorológico en la CCD.

Tiempo de previsión (h)	Extrapolación	Crecimiento y decrecimiento
1	1.00	0.00
2	0.95	0.00
3	0.80	0.10
4	0.70	0.45
5	0.60	0.60
6	0.50	0.50

Los pesos para las dos primeras horas son iguales a los de la configuración CPF, pero a partir de la tercera hora de previsión, se empieza a dar más importancia al crecimiento y decrecimiento de la precipitación, a la vez que se van incrementado los pesos a la precipitación prevista con la extrapolación, comparados con los pesos utilizados en la configuración CPF. Cabe resaltar que, para la quinta y sexta hora de previsión, se le da toda la importancia al crecimiento y decrecimiento de la precipitación prevista con los modelos meteorológicos, ya que el peso que se le asigna a las previsiones de la extrapolación y a la componente de crecimiento y decrecimiento son iguales.

En las Figuras 5.11 y 5.12 se presentan dos ejemplos con la precipitación prevista con la configuración CCD (quinta fila). Para fines comparativos, también se presentan la observación (primera fila) y la precipitación prevista con la técnica de extrapolación, el modelo NMM-ES y la configuración CPF (segunda, tercera y cuarta fila respectivamente). En dichos ejemplos puede observarse que la precipitación prevista con la configuración CCD presenta mayor área de lluvia e intensidades más altas que la configuración CPF, aproximándose más a las observaciones. Debido a esto, se presentan valores de CSI para un umbral de 0.2 mm mayores a los obtenidos con la configuración CPF (valores un 3% más alto para la cuarta y sexta hora de pronóstico en ambos ejemplos).

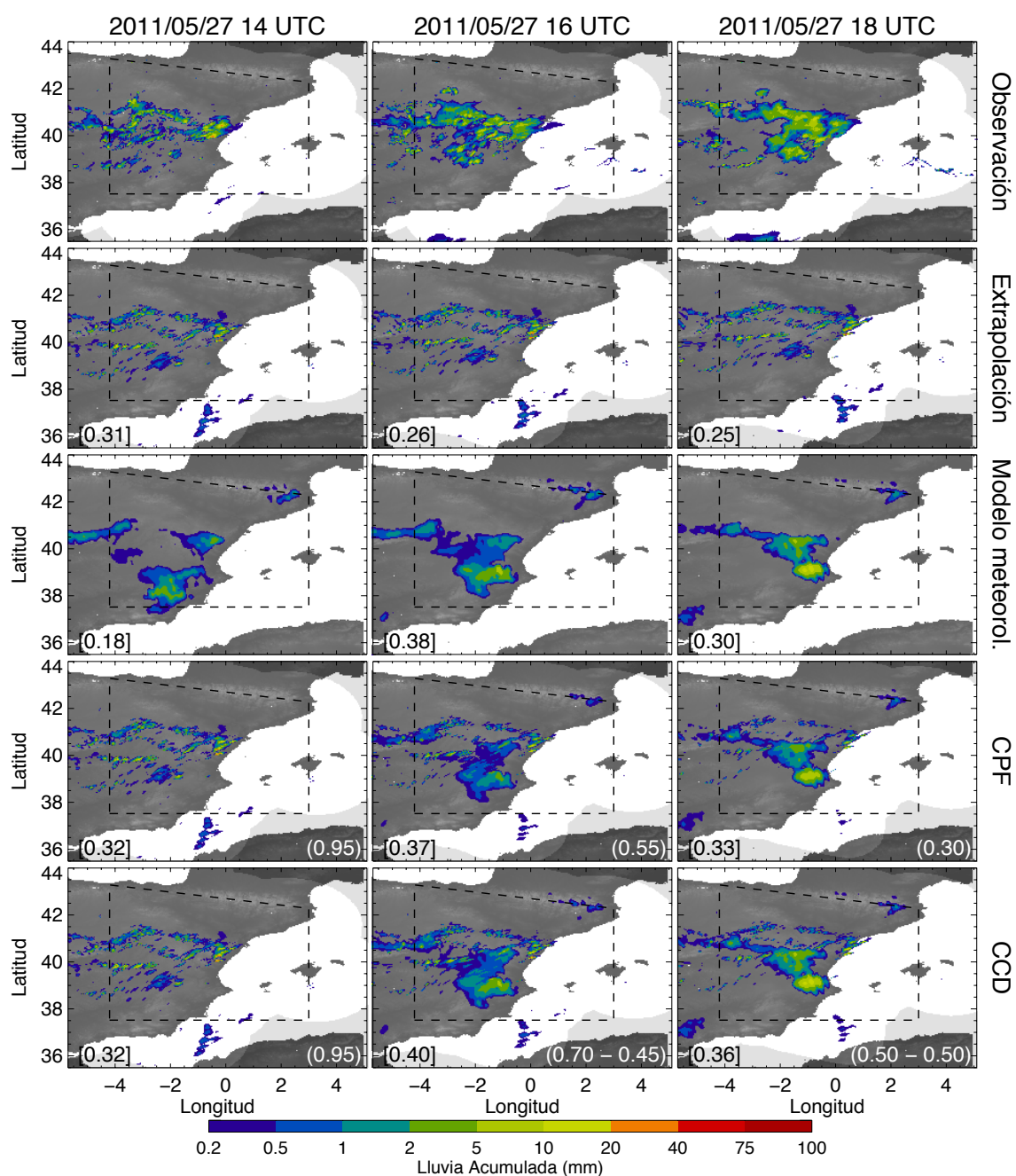


Figura 5.11. Observación (primera fila), extrapolación (segunda fila), modelo meteorológico (tercera fila), configuración CPF (cuarta fila) y configuración CCD (quinta fila). La extrapolación y la combinación se realizaron con la información observada el 27/05/2011 a las 1200 UTC. Las columnas corresponden con la segunda, cuarta y sexta hora de previsión. Los números entre corchetes en la esquina inferior izquierda corresponden con el valor del CSI para un umbral de 0.2 mm. Los números entre paréntesis en la esquina inferior derecha corresponden al peso que se le dio a la extrapolación para la cuarta fila y a los pesos que se le dieron a la extrapolación y a la componente de crecimiento y decrecimiento en la quinta fila.

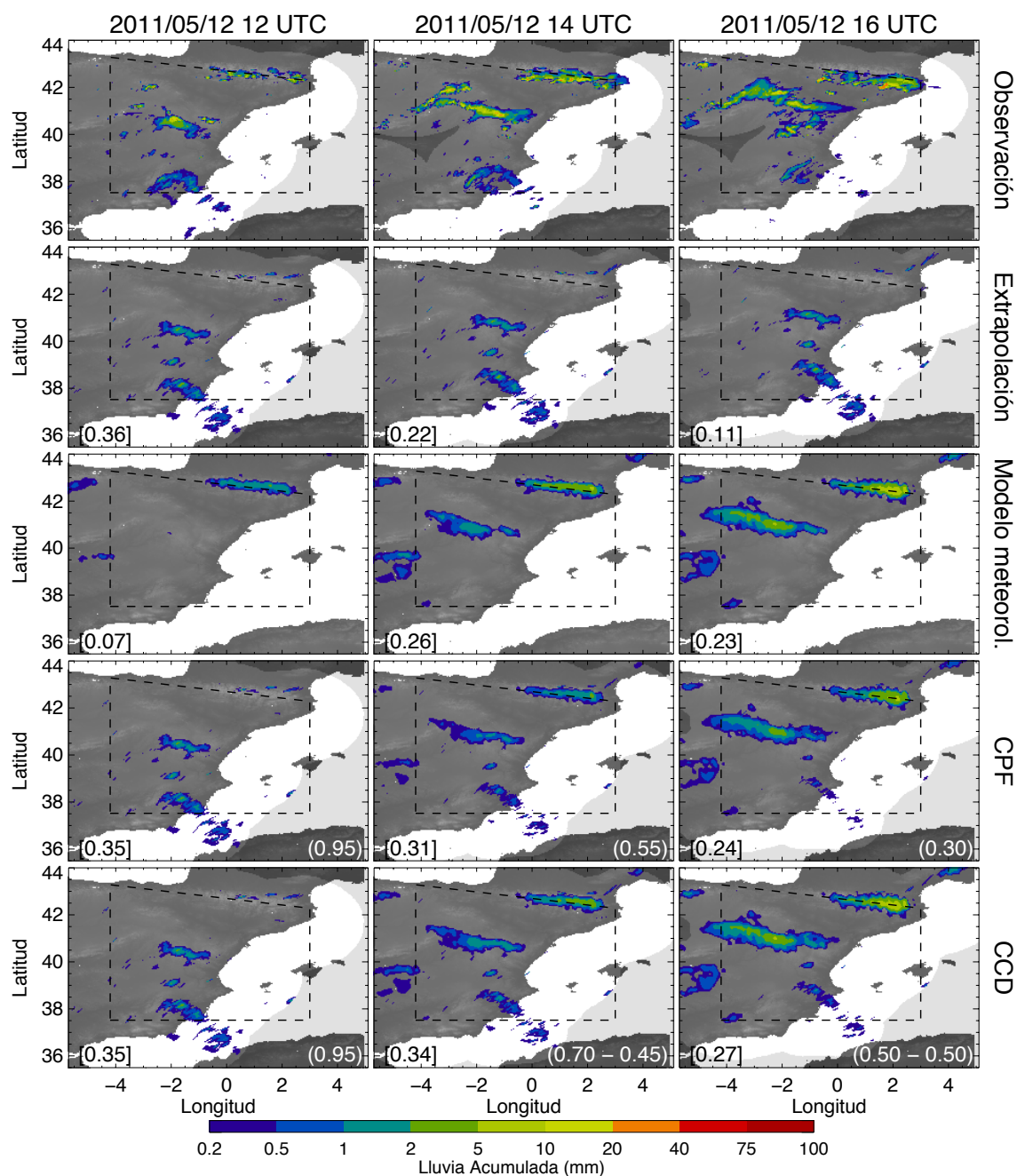


Figura 5.12. Como en la Figura 5.11 pero la extrapolación y la combinación fueron realizadas con la información observada el 12/05/2011 a las 1000 UTC.

En las Figuras 5.13 y 5.14 se presenta la evaluación de la precipitación prevista con las configuraciones CPF y CCD, en términos de CSI para un umbral de 0.2 mm y de RMSE respectivamente. Dicha evaluación se realizó utilizando los episodios entre mayo y septiembre (temporada cálida) de los presentados en la sección A.1 sobre el dominio español.

Teniendo en cuenta que una parte importante de los sistemas de precipitación en los episodios del 11/05/2011, 19/05/2011 y 26/05/2011 fueron de origen orográfico, se puede observar en la Figura 5.13 que la calidad de las previsiones realizadas con la configuración CCD proporciona valores de CSI para un umbral de 0.2 mm ligeramente más altos (entre el 1 y el 3%) que la configuración CPF para la cuarta, quinta y sexta hora de previsión. En los otros tres episodios la configuración CCD presenta valores de CSI iguales a los de la configuración CPF.

Por otro lado, en cuanto al RMSE (Figura 5.14), se puede apreciar que en todos los episodios analizados la configuración CCD presenta valores más altos de RMSE que la configuración CPF. Aunque en los episodios donde la mayoría de los sistemas de precipitación son provocados por la orográfica, las diferencias son más pequeñas que en los demás episodios. El aumento del valor del RMSE de la configuración CCD al compararlo con la configuración CPF se debe a que, en términos generales, la configuración CCD presenta más área de precipitación. Este aumento en la precipitación se debe a que el crecimiento de la precipitación del modelo meteorológico siempre es incluido, pero el decrecimiento no siempre está incluido debido a que cuando hay errores en la localización de la precipitación prevista con el modelo meteorológico, el decrecimiento calculado no disminuye los valores de precipitación de la extrapolación, ya que donde se realizar el decrecimiento no hay precipitación para decrecer.

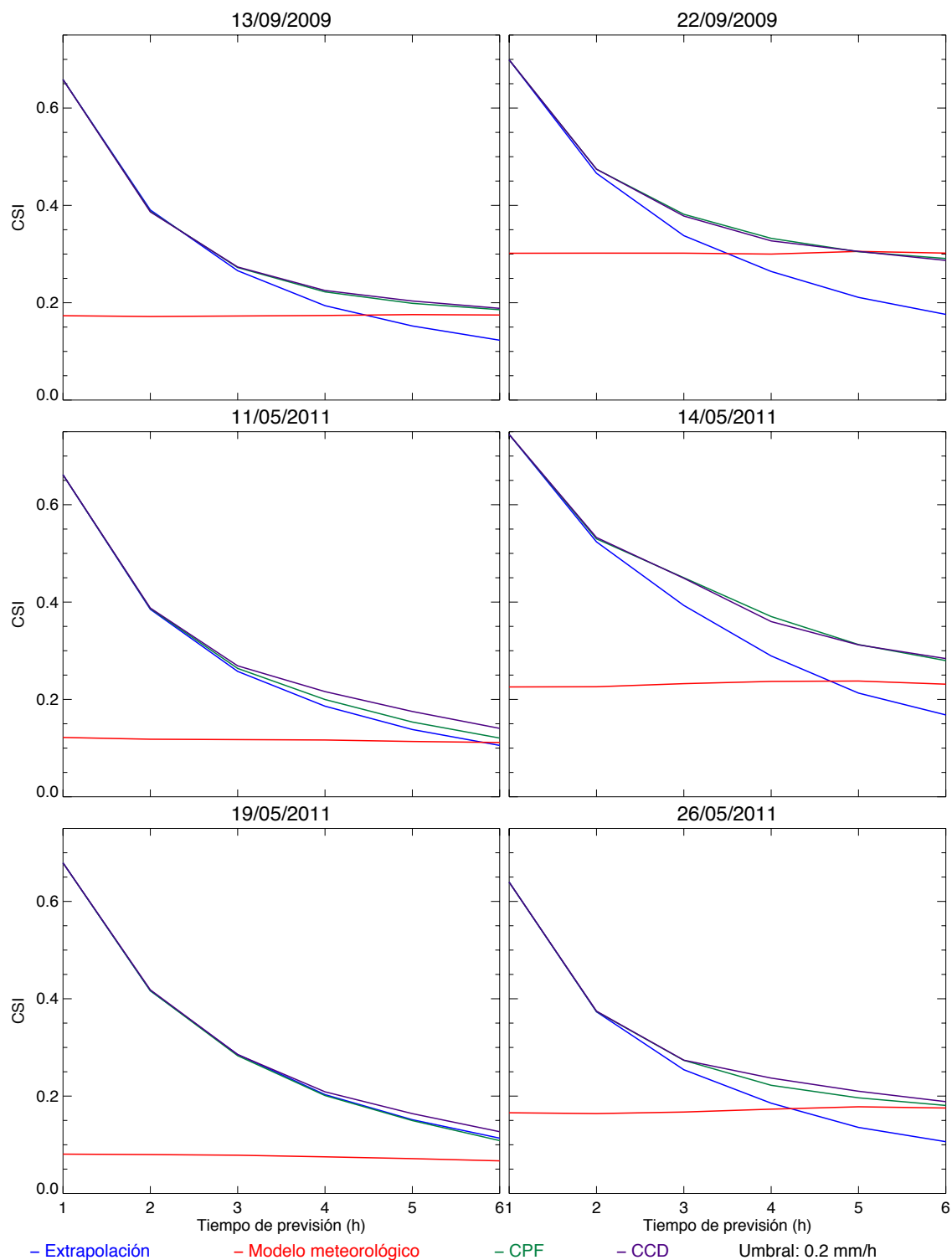


Figura 5.13. Variabilidad del CSI respecto al tiempo de previsión de la extrapolación (línea azul), el modelo meteorológico (línea roja), la configuración CPF (línea verde) y la CCD (línea violeta) para los episodios considerados sobre el dominio español, usando un umbral de 0.2 mm/h.

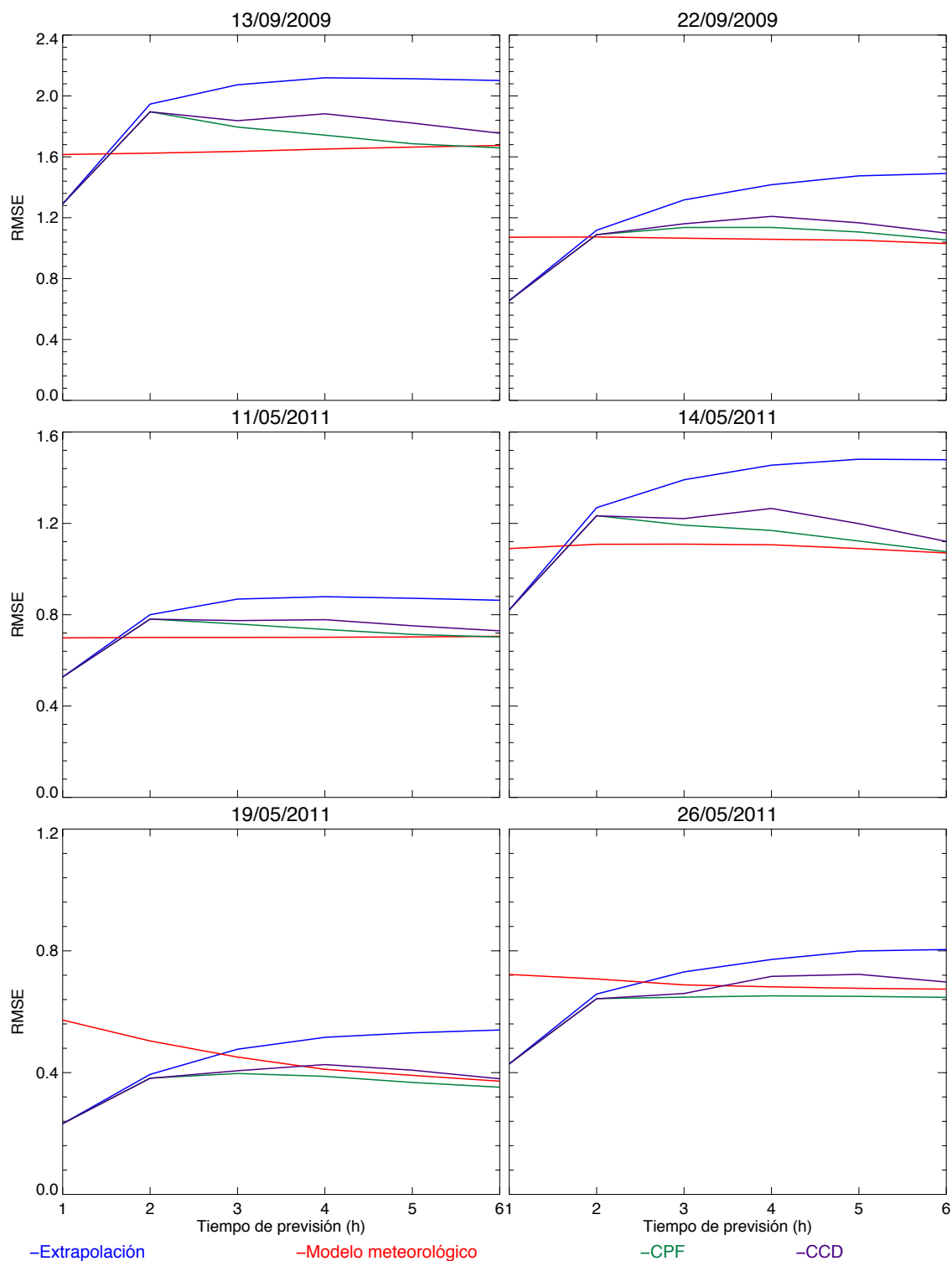


Figura 5.14. Variabilidad del RMSE respecto al tiempo de previsión de la extrapolación (línea azul), el modelo meteorológico (línea roja), la configuración CPF (línea verde) y la CCD (línea violeta) para los episodios considerados sobre el dominio español.

5.3.3 Resultados sobre el dominio centroeuropeo

En la Tabla 5.2 se presentan los pesos con los que se obtienen los mejores resultados en términos de CSI para un umbral de 0.2 mm para los 12 episodios de precipitación sobre el dominio centroeuropeo presentados en la sección **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia..** El peso de la componente de crecimiento y decrecimiento con el que se consiguen mejores resultados en términos de CSI para un umbral de 0.2 mm es cero para todas las horas de previsión. Lo anterior significa que, en promedio, la componente de crecimiento y decrecimiento de la precipitación prevista con el modelo COSMO-DE no mejora los resultados de la combinación que utiliza pesos fijos para ningún tiempo de previsión.

Tabla 5.2 Como la Tabla 5.1 pero para el dominio alemán

Tiempo de previsión (h)	Extrapolación	Crecimiento y decrecimiento
1	1.00	0.00
2	0.95	0.00
3	0.75	0.00
4	0.55	0.00
5	0.45	0.00
6	0.25	0.00

Existen diferentes motivos por los cuales la componente de crecimiento y decrecimiento no aporte mejoras en los resultados de la combinación en el dominio centroeuropeo tales como el dominio de estudio, las características y capacidades del modelo meteorológico y la selección de episodios.

En cuanto al dominio de estudio, teniendo en cuenta que la región de los Alpes fue excluida del área de verificación debido a que en dicha zona presenta varios problemas con las observaciones radar (ver Apéndice A), el centro europeo es relativamente plano, por lo tanto, son muy pocos los sistemas de precipitación que se inician por la influencia de la orografía. Al ser un dominio relativamente plano, es muy difícil acertar correctamente la localización del inicio de los sistemas de precipitación, provocando que, haya menos aciertos cuando se inician los sistemas convectivos. Adicionalmente, al haber problemas de localización, la componente de decrecimiento se calcula en sitios

diferentes a donde se presenta la precipitación, por lo tanto, esta componente intenta decrecer precipitación en lugares donde realmente no hay precipitaciones.

5.4 Resumen y conclusiones

En este capítulo se han implementado dos configuraciones para combinar la precipitación prevista con la técnica de extrapolación y los modelos meteorológicos, con el fin de tener en cuenta el impacto del ciclo diurno de la precipitación, y de esta forma, mejorar la calidad de las previsiones de precipitación durante la temporada cálida. Una de las configuraciones cambia los pesos dependiendo de la hora del día. La otra configuración le da más importancia al crecimiento y decrecimiento de la precipitación prevista con el modelo meteorológico.

Sobre el dominio español, la calidad de la precipitación prevista con el modelo NMM-ES en las horas de la tarde es mayor que en otras horas del día durante la estación cálida. Esto se debe a que una parte importante de la precipitación registrada es orográfica, y la previsión de la localización de ésta por el modelo meteorológico es más fácil (Clark et al. 2016). Esa mejora en la calidad de las previsiones provoca que, a partir de la tercera hora de previsión, al realizar la combinación para las horas de la tarde, el peso que se le asigna al modelo NMM-ES sea mayor que en otras horas del día, y que la calidad de la configuración CCD sea un poco mayor que la de la configuración CPF. En cualquier caso, a pesar de utilizar pesos adaptados a las diferentes horas del día, o la inclusión de la componente de crecimiento y decrecimiento del modelo meteorológico, al realizar la combinación usando un número grande de episodios, las mejoras que se obtienen con respecto a la combinación que usa pesos fijos durante todo el día son mínimas.

Sobre el dominio centroeuropeo, los episodios generalmente presentan grandes áreas de precipitación y son muy pocos los sistemas que se generan por el efecto de la orografía. Por lo tanto, a diferencia de lo ocurrido sobre el dominio español, en las horas de la tarde el modelo COSMO-DE no proporciona mejores resultados que en otras horas del día. Al analizar la calidad de las previsiones del COSMO-DE, debido a que se realizan

nuevas simulaciones del modelo COSMO-DE cada 3 horas y a que se realiza un proceso de asimilación de observaciones, las simulaciones que realizan previsiones para la noche presentan mejor calidad que las del resto del día. Lo anterior parece que puede explicarse por el hecho de que es más fácil realizar la previsión de la evolución y del decrecimiento de la precipitación, que son los procesos que ocurren entre las 1800 y las 0200 UTC sobre dicho dominio. Finalmente, al igual que lo ocurrido en el dominio español, a pesar de las variaciones durante el día de la calidad de la precipitación prevista con la extrapolación y el modelo COSMO-DE, y de los pesos que se utilizan a diferentes horas del día, las mejoras con esta configuración con respecto a la configuración que utiliza pesos fijos durante todo el día son mínimas.

Debido a que sobre el dominio español sólo se producen unos resultados un poco mejores en términos de CSI para episodios con precipitación orográfica, pero que al realizar una evaluación en todos los episodios, las mejoras son casi nulas, y que sobre el dominio centroeuropeo ni siquiera se le asigne peso a la componente de crecimiento y decrecimiento, se concluye que las estrategias desarrolladas para incluir el ciclo diurno de la precipitación en la combinación, no aportan mejoras significativas con respecto a combinaciones más sencillas. Esto se debe principalmente a la complejidad de los procesos de generación de precipitación, los cuales no son modelizados sistemáticamente por los modelos meteorológicos, provocando que en el momento de combinar sus previsiones de precipitación con las de la técnica de extrapolación, no sea fácil decidir la importancia que se le debe dar a cada una.

Por otro lado, teniendo en cuenta que los pesos de la CCD fueron encontrados de tal forma que maximicen el CSI usando todos los episodios entre mayo y septiembre, una posible mejora de esta configuración debería analizar las previsiones del modelo meteorológico y las últimas observaciones, para determinar algún tipo de indicador que se pueda utilizar para definir si se debe, o no se debe, usar la componente de crecimiento y decrecimiento. A partir de este indicador, se podrían optimizar los pesos que usa esta configuración, para que se produzcan mejores resultados en los casos que se utiliza la componente de crecimiento y decrecimiento del modelo meteorológico y en los que no se utiliza. Este indicador podría estar basado en la hora del día y en la

evolución en las áreas e intensidades de la precipitación prevista con los modelos meteorológicos, principalmente en las zonas donde se presenta precipitación orográfica.

A pesar de que parecía apropiado darle más importancia al crecimiento y decrecimiento de la precipitación por parte del modelo meteorológico, la gran incertidumbre asociada a los procesos de crecimiento y decrecimiento de la precipitación hace que sea muy difícil preverlos. Por lo tanto, al analizar varios casos diferentes, el aumento en la calidad de las previsiones que se obtienen en unos casos se compensa con la disminución que se obtienen en otros, y teniendo en cuenta la complejidad adicional que se le añade a la metodología para tener en cuenta el ciclo diurno de la precipitación, se concluye que las configuraciones más simples son las más apropiadas para su implementación operacional.

Capítulo 6

Conclusiones generales

Esta tesis se ha enfocado en la previsión de precipitación a muy corto plazo. A pesar de que existen varias técnicas o metodologías para realizarla, el principal objetivo de esta tesis ha sido la identificación e implementación operacional de una metodología que permitan proporcionar una única previsión de precipitación en el rango de 0 a 6 horas. En este marco de trabajo, se ha implementado una técnica de extrapolación y se han desarrollado varias configuraciones para combinar sus previsiones de precipitación con las de modelos meteorológicos.

6.1 Resumen

El presente trabajo consistió principalmente en el desarrollo de una metodología para combinar la precipitación prevista con una técnica de extrapolación y con modelos meteorológicos. Para ello, en el segundo capítulo se ha presentado la implementación y optimización de una técnica de extrapolación de datos radar sobre dos dominios, usando el mosaico de radar español y un mosaico sobre el centro de Europa, mostrando los puntos fuertes y débiles de esta técnica.

En el tercer capítulo se han presentado los modelos meteorológicos, identificando la necesidad de realizar una corrección de las intensidades a sus previsiones de precipitación, con el fin de que éstas tengan la misma función de distribución de las observaciones obtenidas con radares meteorológicos. También se ha presentado una comparación de sus previsiones con las de las técnicas de extrapolación.

En el cuarto capítulo se han presentado tres configuraciones que combinan linealmente las previsiones de precipitación generadas por la técnica de extrapolación y los modelos

meteorológicos. En cada configuración se ha utilizado diferentes estrategias para definir los pesos que se le asignan a cada una de las previsiones de precipitación.

Teniendo en cuenta la influencia del ciclo diurno de la precipitación, principalmente entre los meses de mayo y septiembre, y que la técnica de extrapolación no contempla el crecimiento y decrecimiento de la precipitación, en el quinto capítulo, se han desarrollado dos configuraciones de la combinación, una que le asigna diferentes pesos a diferentes horas del día a cada una de las previsiones y otra que le da más importancia al crecimiento y decrecimiento de la precipitación prevista con el modelo meteorológico al momento de realizar la combinación.

6.2 Resultados y contribución de la tesis

En cada uno de los capítulos de esta tesis se han presentado los resultados y las conclusiones correspondientes. En esta sección se presenta una revisión general de todos ellos.

Se ha implementado y optimizado la técnica de extrapolación desarrollada por Berenguer et al. (2005), usando los datos del mosaico español y un mosaico sobre el centro de Europa. Los resultados obtenidos con la técnica de extrapolación presentan varias limitaciones entre las que están: 1) los cambios en la velocidad de la precipitación, 2) el crecimiento y decrecimiento de la precipitación y 3) los posibles errores en la estimación de los campos de velocidad de la precipitación debido a errores en los campos de precipitación o al mismo crecimiento y decrecimiento de la precipitación. Estas limitaciones hacen que la calidad de las previsiones de la precipitación decrezca considerablemente a medida que aumenta el tiempo de previsión. En este trabajo se realizó un esfuerzo importante en la correcta estimación de los campos de velocidad de la precipitación analizando y corrigiendo los problemas que pueden producir los diferentes errores que afectan a la estimación del campo de precipitación a partir de datos de radar meteorológico.

Por otro lado, por lo que se refiere a los modelos meteorológicos, el trabajo se ha centrado en el uso de las previsiones de precipitación del modelo NMM-ES implementado sobre el dominio español y del modelo COSMO-DE sobre el dominio centroeuropeo. El uso de ambos modelos ha permitido experimentar con dos contextos diferentes y con características diferentes. Las diferencias entre los dos modelos meteorológicos utilizados han permitido comparar la habilidad de modelizar diferentes fenómenos a partir de modelos con diferentes características. Además, permite cubrir un espectro operacional de gran interés de cara a futuras aplicaciones.

Se encontró que el modelo NMM-ES sobreestima las intensidades bajas y subestima las intensidades altas mientras que el modelo COSMO subestima las áreas de lluvia. Para solventar este problema se definió un método para realizar una corrección de intensidades a las previsiones de los modelos meteorológicos, con el fin de que sus previsiones tengan la misma función de distribución de probabilidades que las observaciones radar.

Analizando los resultados obtenidos sobre los dos dominios de estudio, la calidad de las previsiones de precipitación del modelo NMM-ES es muy baja, con valores promedio de CSI del orden de 20%, mientras la calidad de las previsiones del modelo COSMO-DE es más alta, con valores promedio de CSI del orden de 30% (para un umbral de 0.2 mm). Estas diferencias en la calidad se pueden atribuir a que el modelo COSMO-DE utiliza un ancho de malla fino, tiene una alta frecuencia de actualización y utiliza un sistema de asimilación de observaciones con el ancho de malla del modelo meteorológico.

Se ha encontrado que las diferencias en los resultados de ambos modelos meteorológicos hacen que el punto de cruce en donde el modelo meteorológico empieza a proporcionar mejores previsiones que la extrapolación sea diferente. Mientras en el dominio centroeuropeo está entre la tercera y la cuarta hora de previsión; en el dominio español está entre la cuarta y la quinta hora de previsión.

Por otro lado, se han desarrollado diferentes configuraciones para realizar la combinación de la precipitación prevista con la técnica de extrapolación y con modelos

meteorológicos. Al analizar de los resultados de las diferentes configuraciones de la combinación se encuentra que, en promedio, éstas proporcionan previsiones con índices de calidad más altos que la extrapolación y los modelos meteorológicos por separado. Se ha encontrado que las diferentes configuraciones muestran resultados distintos dependiendo de la situación meteorológica particular (sistemas frontales, lluvia orográfica, lluvia convectiva, etc.), de manera que la dinámica de los procesos meteorológicos de cada situación y la capacidad del modelo para reproducirla inciden de forma clara en los resultados. Finalmente, se ha encontrado que, en promedio, cuando se analiza la calidad de las previsiones un gran número de casos, las diferentes configuraciones de la combinación presentan resultados similares.

Por otro lado, se ha analizado el impacto del ciclo diario de la precipitación en los resultados de la extrapolación y de los modelos meteorológicos. Se ha encontrado que el ciclo diario de la precipitación provoca que la calidad de los resultados de la extrapolación y de los modelos meteorológicos sea diferente a distintas horas del día. Teniendo en cuenta que la extrapolación no modeliza este crecimiento y decrecimiento de la precipitación y que los modelos meteorológicos sí podrían incluirlo, parecía razonable tenerlo en cuenta a la hora de realizar la combinación. Para ello se han planteado dos alternativas, la primera que modifica la combinación que usa pesos fijos permitiendo que los pesos varíen dependiendo de la hora del día en la que se realiza la combinación. La otra alternativa le da más importancia al crecimiento y decrecimiento de la precipitación prevista con el modelo meteorológico al realizar la combinación.

Al permitir que los pesos cambien dependiendo de la hora del día, se ha encontrado que para las dos primeras horas de previsión los pesos no varían significativamente dependiendo de la hora en que se realiza la combinación. Mientras que, para tiempos de previsión mayores a tres horas, los pesos varían considerablemente en las diferentes horas del día, dándole más importancia al modelo meteorológico en las horas donde hay más crecimiento de la precipitación. A pesar de los cambios en los pesos a diferentes horas del día, se ha encontrado que los resultados obtenidos en términos de las métricas de verificación no mostraron mejoras significativas con respecto a usar pesos fijos durante todo el día.

Por otro lado, se ha implementado otra configuración a la combinación donde se le da más importancia al crecimiento y decrecimiento de la precipitación. Se ha encontrado que los resultados de esta configuración dependen en gran medida de la calidad de las previsiones del modelo meteorológico. Cuando el modelo meteorológico acierta la localización y el crecimiento y decrecimiento de la precipitación, esta configuración proporciona mejores resultados que las demás; pero cuando esto no ocurre, la calidad de los resultados es igual o más baja a la obtenida con las otras configuraciones; provocando que en promedio los resultados sean similares a los obtenidos con las configuraciones más sencillas.

Finalmente, se concluye que la combinación de las previsiones de la técnica de extrapolación del radar y los modelos meteorológicos proporciona mejores resultados que cada una de las dos por separado, especialmente entre la tercera y la quinta hora de previsión, permitiendo tener una única previsión que combina la información disponible y que tiene una coherencia temporal en el rango de cero a seis horas. Además, dependiendo de la situación meteorológica específica, las diferentes configuraciones desarrolladas en este trabajo pueden presentar mejores o peores resultados comparándolas entre sí, pero al tener en cuenta una gran cantidad de casos, en promedio, ninguna de las configuraciones presentadas en este trabajo presenta mejores resultados que las demás.

Debido a su calidad y simplicidad, se ha implementado en forma operacional la configuración CPF tanto para el dominio español y el dominio centroeuropeo dentro de los sistemas de alerta hidrometeorológica de HYDS. Dicha implementación proporciona nuevas previsiones de precipitación cada hora, para las próximas seis horas. Finalmente, cabe resaltar que las previsiones de precipitación realizadas por esta configuración son usadas por diferentes sistemas operacionales, tanto para realizar alertas de lluvia en sitios de interés, como para realizar alertas de lluvia agregada en regiones.

6.3 Líneas de trabajo futuro

Durante el desarrollo de esta tesis se han identificado algunos aspectos que pueden ser mejorados en estudios futuros y varias líneas de trabajo que pueden extenderse.

En cuanto a la combinación lineal de la precipitación, con las diferentes configuraciones presentadas, no se producen mejoras significativas en los resultados de la combinación, por lo tanto, es necesario seguir investigando la forma de escoger un peso adecuado que mejore los resultados. Una posible alternativa sería el uso de sistemas experto, arboles de decisión o sistemas heurísticos, que tenga en cuenta no solo la verificación de ambas previsiones en el pasado reciente, sino que también use información de la variabilidad del cobertura de lluvia promedio WAR (por sus siglas del inglés *Wet Area Ratio*) y del promedio de las intensidades de lluvia, IMF (por sus siglas en inglés: *Image Mean Flux*) de las últimas observaciones radar y de las previsiones (previas y futuras al instante donde se hace la combinación) del modelo meteorológico, para determinar los pesos a usar al realizar la combinación.

En cuanto a la combinación que le da más importancia al crecimiento y decrecimiento de la precipitación prevista con el modelo meteorológico, teniendo en cuenta que los pesos usados fueron encontrados de tal forma que maximicen el CSI usando todos los episodios entre mayo y septiembre, una posible mejora de esta configuración debería analizar las previsiones del modelo meteorológico y las últimas observaciones, para determinar algún tipo de indicador que se pueda utilizar para definir si se debe, o no se debe usar la componente de crecimiento y decrecimiento. A partir de este indicador, se podrían optimizar los pesos que usa esta configuración, para que se produzcan mejores resultados en los casos que se utiliza la componente de crecimiento y decrecimiento del modelo meteorológico y en los que no se utiliza.

Finalmente, debido al progreso de los modelos meteorológicos en los últimos años y a que, con el aumento de la capacidad de computo, se han empezado a generar ensembles de precipitación prevista por modelos meteorológicos, parece adecuado empezar a pensar en ensembles de precipitación utilizando tanto las diferentes configuraciones de

la combinación, como los diferentes miembros de los ensembles generados con los modelos meteorológicos.

Apéndice A

Datos Radar

A.1 Dominio Español

Los datos de precipitación que se utilizaron en este dominio fueron proporcionados por la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) y se corresponden con las mediciones de 14 radares meteorológicos (ver Figura A.1) a partir de las cuales se realiza una composición. Estos datos tienen una resolución espacial de $2 \times 2 \text{ km}^2$ y una resolución temporal de diez minutos. Cuando hay solapamiento de dos o más radares la composición se realiza escogiendo el valor mayor de la reflectividad registrada por la elevación más baja (imagen tipo Plan Position Indicator – PPI). Los usados en este estudio son los observados con el PPI para un ángulo de 0.5° respecto a la horizontal.

Para obtener intensidades de lluvia a partir de los campos de reflectividad del radar, se utiliza la relación $Z = 200 R^{1.6}$ propuesta por Marshall y Palmer (1948), que es la recomendada por AEMET (para más detalles acerca de la relación entre reflectividad e intensidad de lluvia ver Apéndice B.2.5).

En este estudio se analizaron los datos correspondientes a doce episodios de precipitación, incluyendo casos tanto convectivos como estratiformes. En total estos episodios corresponden a aproximadamente 660 horas de precipitación.

En la Tabla A.1 se muestran algunos detalles de los episodios seleccionados. En la Figura A.2 se presenta un mapa topográfico del dominio. Además, en la Figura A.3 se presentan el dominio de verificación y los mapas de la precipitación acumulada para cada uno de los episodios con el objetivo proporcionar una idea de la distribución espacial de la lluvia acumulada durante cada uno de ellos.



Figura A.1. Localización de los radares de la AEMET sobre España (Imagen tomada de la web de AEMET <http://www.aemet.es/>).



Figura A.2. Mapa topográfico del dominio español.

Para realizar las acumulaciones horarias, y posteriormente las de cada episodio, se realiza un proceso de interpolación temporal de los campos instantáneos de precipitación consecutivos, generando unos intermedios para cada minuto entre ellos a partir de un campo de desplazamiento estimado y las variaciones de intensidad entre los campos de precipitación consecutivos (Sánchez-Diezma et al. 2004). El proceso detallado consta de los siguientes pasos:

1. Se determina el campo de desplazamiento entre dos campos consecutivos de intensidades de lluvia $R_{t-\tau}$ y R_t utilizando COTREC.
2. Se realiza una advección de R_t para que coincida con $R_{t-\tau}$, es decir lo denominamos $R_t(t-\tau)$, representando que es el campo observado en el tiempo t , advectado hasta el tiempo $t-\tau$.
3. Se calcula el campo de crecimiento y decrecimiento minutil de la precipitación como:

$$S_{t-\tau} = \frac{R_t(t-\tau) - R_{t-\tau}}{\tau} \quad (\text{A.1})$$

4. Para cada minuto entre $t-\tau$ y t , se realiza una advección de $R_{t-\tau}$ y de $S_{t-\tau}$ y se suman, para obtener la intensidad de lluvia del minuto en cuestión.
5. Los pasos anteriores se repiten para todos los campos de intensidad de lluvia observados en una hora, obteniendo así intensidades de lluvia representativas de cada minuto dentro de la hora en cuestión.
6. A continuación, se promedian estos campos para así obtener la acumulación de lluvia horaria. Si los datos de algún radar no están presentes en alguno de los mosaicos dentro de la hora en la que se realiza la acumulación, en el resultado las áreas en las que sólo haya cobertura de dicho radar, se les asigna valor faltante.
7. Para obtener los campos de lluvia acumulada de todo el episodio, se suman todos los campos de lluvia acumulada horaria.

Tabla A.1 Descripción de los episodios seleccionados para el estudio de la técnica de extrapolación y la combinación de sus resultados con las previsiones de los modelos meteorológicos.

Fecha inicio [UTC]	Fecha fin [UTC]	Acumulación media ¹ (mm)	Naturaleza del evento
2009/09/13 0000	2009/09/18 0000	28.2	Convectivo
2009/09/22 0000	2009/09/24 0000	9.1	Convectivo
2009/10/20 0000	2009/09/22 0000	7.4	Estratiforme
2010/10/09 0000	2010/10/12 0000	10.1	Estra/Conv
2011/03/13 0000	2011/03/15 0000	20.3	Estratiforme
2011/04/21 0000	2011/04/22 0000	20.3	Estra/Conv
2011/04/22 0000	2011/04/26 0000	15.6	Estra/Conv
2011/05/11 0000	2011/05/13 0000	4.7	Convectivo
2011/05/14 0000	2011/05/15 0000	5.9	Estra/Conv
2011/05/19 0000	2011/05/20 0000	3	Estra/Conv
2011/05/26 0000	2011/05/28 0000	5.5	Convectivo
2011/10/26 0000	2011/10/29 1300	7.2	Estratiforme

¹ Acumulación media en todo el episodio sobre el dominio de verificación presentado en la Figura A.3 (las zonas donde no llueve también son incluidas en la acumulación).

A.2 Dominio centroeuropeo

Las observaciones de precipitación que se han utilizado para realizar las previsiones en este dominio de estudio es la composición de radar europea, proporcionada por el Servicio Meteorológico Alemán (Deutscher Wetterdienst – DWD). Esta composición contiene información de radares de Alemania, Francia, Reino Unido, Austria, suiza, Bélgica, Holanda y Republica Checa. El mosaico tiene valores de reflectividad con una resolución espacial de $2 \times 2 \text{ km}^2$ sobre un área de $1800 \times 1800 \text{ km}^2$ y una resolución temporal de 15 minutos (Hagen 2000). Para convertir los campos de reflectividad en intensidades de lluvia sobre el dominio centroeuropeo se utiliza la relación $Z = 252 R^{1.42}$ (que es la recomendada por el DWD para el dominio centroeuropeo).

En la Tabla A.2 se presenta una breve descripción de los doce episodios de precipitación entre junio y septiembre de 2011 seleccionados. En la Figura A.4 se presenta un mapa topográfico del dominio del centro de Europa y en la Figura A.5 se presentan el dominio de verificación y las acumulaciones para cada uno de ellos. Las

acumulaciones se realizan utilizando el mismo procedimiento que se utilizó para realizar las acumulaciones sobre el dominio español.

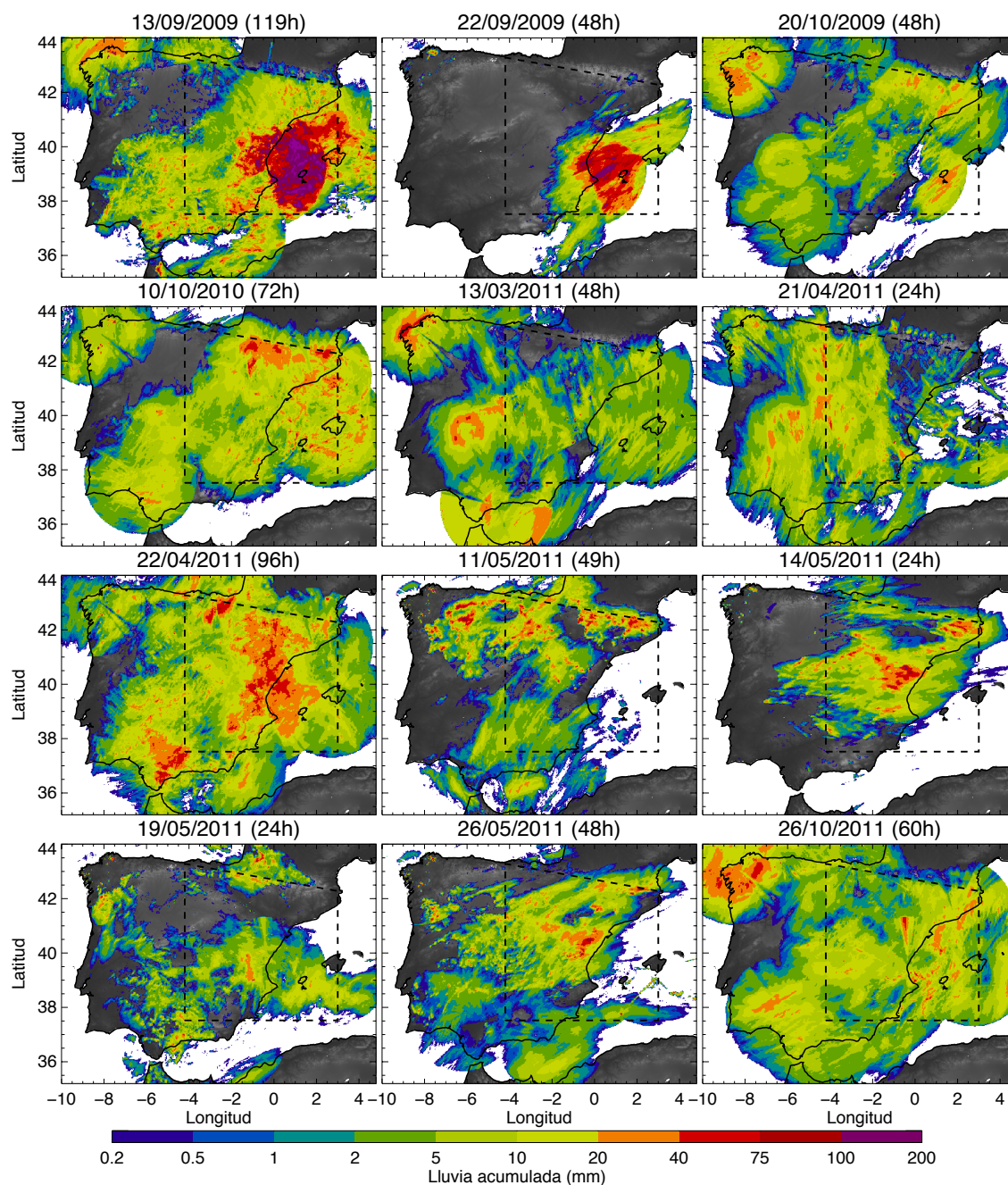


Figura A.3. Mapa de precipitación acumulada de los episodios descritos en la Tabla A.1. El número entre paréntesis especifica la duración en horas de los episodios considerados. El área de verificación (352.000 km²) en este dominio se representa por la línea negra discontinua.

Tabla A.2 Descripción de los episodios sobre el dominio centroeuropeo.

Fecha inicio [UTC]	Fecha fin [UTC]	Acumulación media ¹ (mm)	Naturaleza del evento
2009/09/13 0000	2009/09/18 0000	28.2	Convectivo
2009/09/22 0000	2009/09/24 0000	9.1	Convectivo
2009/10/20 0000	2009/09/22 0000	7.4	Estratiforme
2010/10/09 0000	2010/10/12 0000	10.1	Estra/Conv
2011/03/13 0000	2011/03/15 0000	20.3	Estratiforme
2011/04/21 0000	2011/04/22 0000	20.3	Estra/Conv
2011/04/22 0000	2011/04/26 0000	15.6	Estra/Conv
2011/05/11 0000	2011/05/13 0000	4.7	Convectivo
2011/05/14 0000	2011/05/15 0000	5.9	Estra/Conv
2011/05/19 0000	2011/05/20 0000	3	Estra/Conv
2011/05/26 0000	2011/05/28 0000	5.5	Convectivo
2011/10/26 0000	2011/10/29 1300	7.2	Estratiforme

¹ Acumulación media en todo el episodio sobre el dominio de verificación presentado en la Figura A.5.

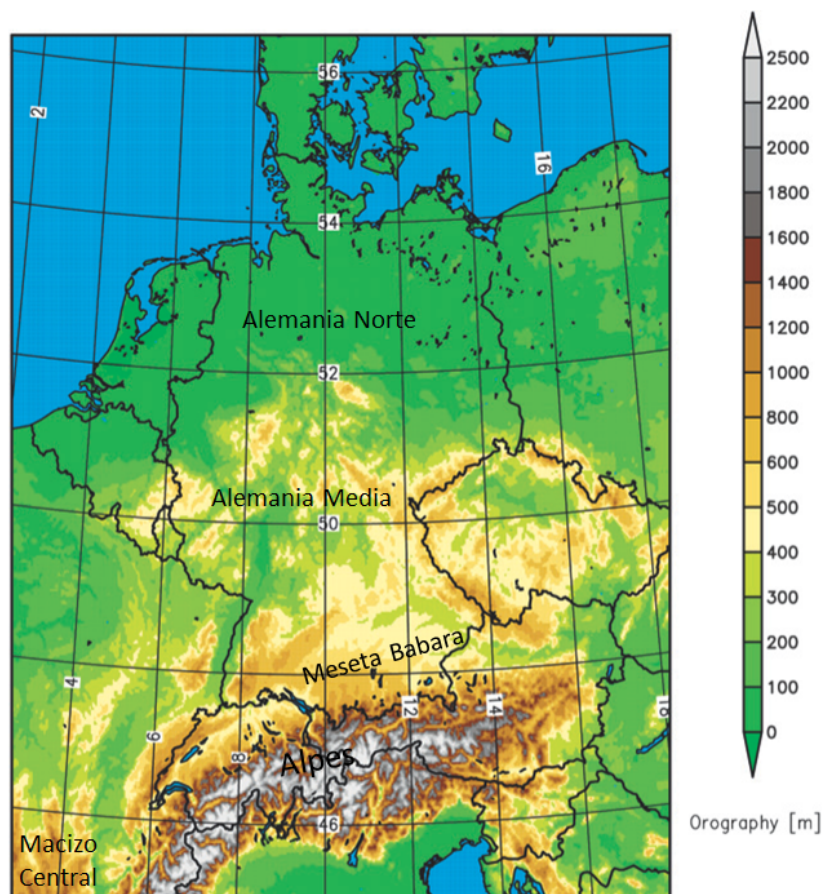


Figura A.4. Mapa topográfico del dominio centroeuropeo.

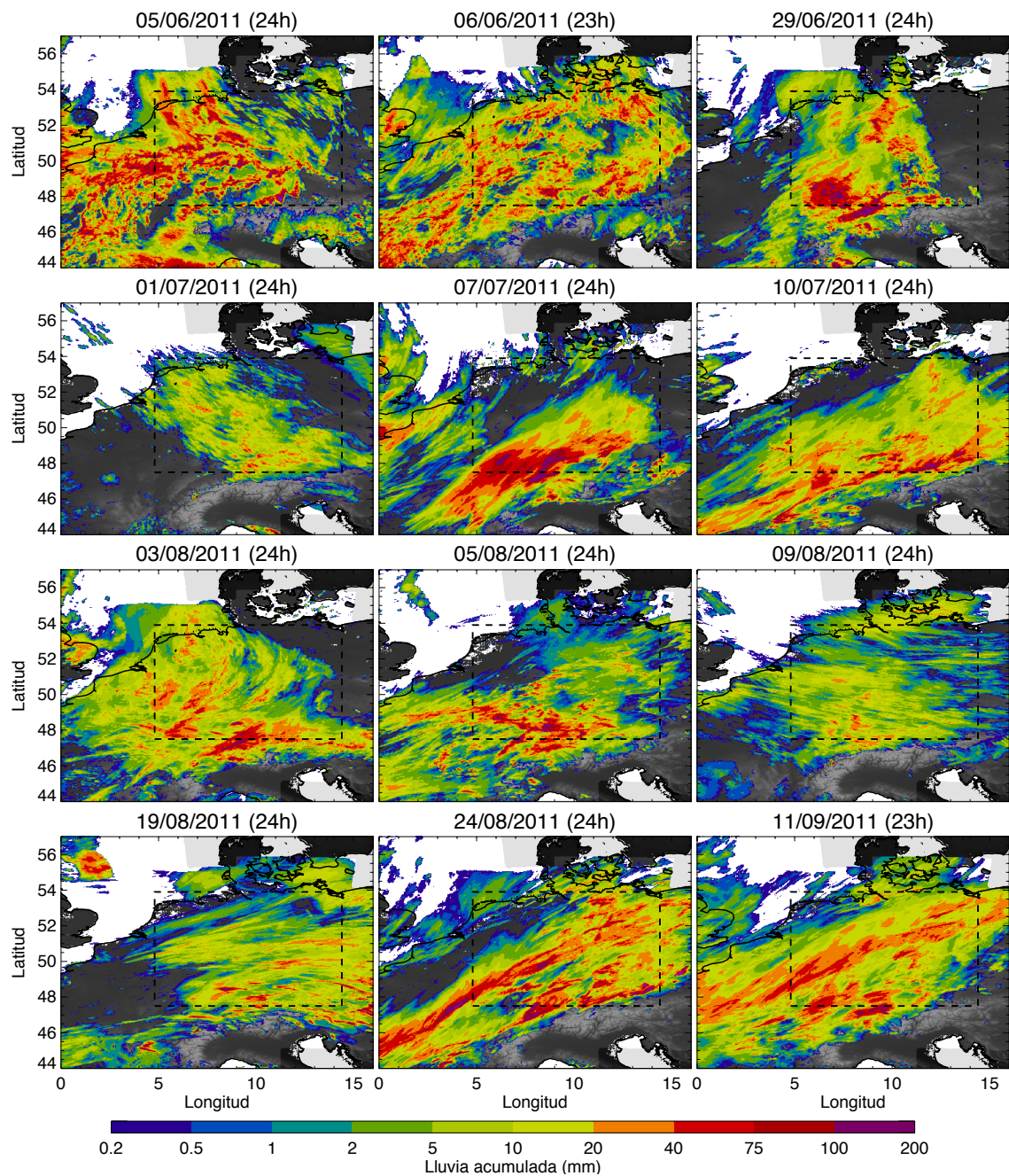


Figura A.5. Acumulaciones de los episodios entre julio y septiembre de 2011, usados para validar las metodologías de combinación. El recuadro de líneas discontinuas delimita el área de verificación (430.000 km²).

Apéndice B

Errores en las medidas del radar meteorológico y su efecto en las técnicas de extrapolación

B.1 Introducción

Los radares meteorológicos son una herramienta de gran utilidad en la estimación y previsión de precipitación, ya que proporcionan información de ésta en tres dimensiones con altas resoluciones espaciales (del orden de un valor cada km^2) a intervalos de tiempo cortos (entre 5 y 15 minutos) sobre grandes extensiones. Descripciones detalladas de los principios de la medida de lluvia por el radar se puede encontrar en Rinehart (1997) y Sánchez-Diezma (2001).

La información proporcionada por los radares meteorológicos permite caracterizar la variabilidad espacio-temporal de la precipitación. Sin embargo, la medida de precipitación por el radar meteorológico es compleja y existen varios errores que deben ser considerados y corregidos para convertir dicha medida en valores de intensidad de precipitación (Wilson y Brandes 1979; Zawadzki 1984).

B.2 Fuentes de error en la medida de lluvia por el radar y cómo afectan a las técnicas de extrapolación

Los errores que afectan las medidas del radar provienen de las partes electrónicas y mecánicas del radar y de la interacción del haz del radar con la tierra y con la misma precipitación. En esta sección se realiza una breve descripción de los errores que afectan la estimación de la precipitación en el suelo a partir de los datos radar.

Varios autores han propuesto diferentes clasificaciones (Wilson y Brandes 1979; Zawadzki 1984; Austin 1987; Joss y Waldvogel 1990; Andrieu et al. 1997; Creutin et al. 1997; Sánchez-Diezma 2001). Aquí los clasificamos en forma similar a la presentada por Sánchez-Diezma (2001) en su tesis doctoral: Errores en la calibración del radar, debido a la intersección del haz de muestreo con el terreno, debido a la atenuación de la señal, debido al incremento de la altura de muestreo con la distancia y a la variación vertical de la reflectividad (asociados al proceso de medida y a la discretización espacial y temporal de la estrategia de muestreo) y errores debido a la incertidumbre en la relación Z-R.

Parte de lo expuesto en las siguientes sub-secciones se basa en las introducciones que Sánchez-Diezma (2001), Berenguer (2006) y Franco (2008) escribieron en sus respectivas tesis doctorales.

B.2.1 Errores de calibración del radar

La calibración de un radar meteorológico es el proceso por el cual la potencia retornada al radar es relacionada con la reflectividad en términos cuantitativos. Los errores de calibración son provocados por cambios en las características del sistema a causa del desgaste de los diferentes componentes o cambios en la temperatura de otros. Estos errores afectan las medidas de reflectividad de manera constante para todo el dominio.

La calibración puede realizarse usando objetivos con reflectividad conocida (reflectores, antenas estándar, esferas de reflectividad conocida, el Sol, ecos de tierra, etc.) o utilizando estimaciones de lluvia procedentes de pluviómetros o disdrómetros (Atlas

2002). La forma más común de calibrarlo o ajustarlo es comparándolo con medidas de pluviómetros, pero este proceso no está libre de incertidumbre debido a que la representatividad de las medidas radar y de los pluviómetros es distinta y que están sujetos a la incertidumbre asociada a la transformación Z-R (relación para transformar reflectividad, Z, en intensidades de lluvia, R).

B.2.2 Errores debidos a la intercepción del haz con el terreno

La intersección de la radiación emitida por el radar con blancos no meteorológicos (especialmente el terreno cuando la orografía es montañosa) produce medidas de reflectividad incorrectas:

- a) En aquellas zonas donde el haz intercepta un obstáculo, aparece una reflectividad no relacionada con la precipitación, usualmente llamada eco de terreno.
- b) En las zonas situadas más allá de la intersección aparecerán zonas de subdetección de la lluvia debido a que en esas zonas la reflectividad se calcula suponiendo que reciben la totalidad de la energía del haz, cuando en realidad sólo llega una parte debido al bloqueo orográfico.

En la literatura se pueden encontrar varios algoritmos para mitigar los efectos de los ecos de terreno. Una primera aproximación para determinar estos ecos sería utilizar los ecos registrados en situaciones de cielo despejado, para indicar los sitios donde dichos ecos están presentes de forma más o menos continua, pero esta metodología no considera los casos donde la propagación del haz en condiciones atmosféricas no estándares, produce una propagación anómala, produciendo diferentes ecos de suelo (Joss y Waldvogel 1990).

Otra alternativa hace uso de la capacidad Doppler al aprovechar que los ecos de suelo se caracterizan por que su espectro de velocidades Doppler está próximo a cero (Siggia y Passarelli 2004). El problema de este método es que también puede eliminar precipitación que se mueva en dirección tangencial a la dirección del haz del radar y, por otro lado, los ecos provocados por objetos en movimiento, tales como los aerogeneradores o el mar (en casos de propagación anómala) no son detectados.

Técnicas más avanzadas intentan combinar varios factores tales como los mapas de ecos de terreno, el poco desarrollo vertical de estos ecos, su gran variabilidad horizontal y su espectro Doppler caracterizado por una velocidad media cercana a cero y una varianza menor que la de los ecos meteorológicos. Se han propuesto diversos métodos para combinar estos criterios basados en árboles de decisión, lógica difusa o redes neuronales para una mejor identificación de los ecos de terreno (Berenguer et al. 2006).

En general, una vez el eco de suelo es eliminado, la estimación del radar en esas áreas es obtenida por medio de la reconstrucción del espectro o por una interpolación que usa valores de los vecinos no contaminados (Sánchez-Diezma 2001).

El método para corregir los ecos de suelo usado por la AEMET en cada uno de los radares antes de hacer la composición es GMAP (Gaussian Model Adaptive Processing; Siggia y Passarelli 2004). Este algoritmo está dentro de los que usan la capacidad Doppler para detectar los ecos de terreno.

En cuanto a la energía interceptada por la orografía, generando zonas apantalladas, puede ser estimada usando Modelos Digitales de Terreno (MDT) pero estos métodos son altamente dependientes de las condiciones de propagación del haz (Sánchez-Diezma 2001).

B.2.3 Errores debido a la atenuación de la señal

La atenuación es la pérdida de energía que sufre el haz del radar debido a la absorción y dispersión de ésta por parte de las gotas y los gases de la atmósfera. La atenuación en un punto depende de la longitud de onda del radar, de la temperatura y de la densidad de la lluvia a lo largo del camino entre el radar y el punto observado. La atenuación de la señal emitida por el radar debida a su interacción con los gases atmosféricos es muy pequeña. Sin embargo, en el caso de los radares cuya longitud de onda es menor a 7cm (banda C y banda X) la atenuación de la señal debido a la presencia de la precipitación es un grave problema que es necesario resolver si se desea utilizar la información de radar con fines cuantitativos.

Existen una solución analítica para corregir la atenuación (Hitschfeld y Bordan 1954), pero ésta es extremadamente sensible a la calibración del radar, lo que hace inviable la corrección mediante su mera aplicación.

Para evitar los problemas de atenuación, la red de radares de Estados Unidos está compuesta de radares de banda S (con una longitud de onda cercana a los 12 cm). En Europa, por el contrario, la mayoría de los radares son de banda C, intentando conseguir un compromiso entre el coste y la atenuación. La razón es que, por un lado, el tamaño de la antena y la potencia de voltaje necesarias para conseguir la misma resolución y potencia transmitida es menor cuanto menor es la longitud de onda y, por el otro, la atenuación aumenta al disminuir ésta (Franco 2008).

Con la introducción progresiva de los radares polarimétricos se ha extendido el uso de la relación prácticamente lineal entre la atenuación específica y la diferencia de fase específica para la corrección de la atenuación (Gourley et al. 2007; Vulpiani et al. 2008).

B.2.4 Error debido al incremento de la altura de muestreo con la distancia y a la variación vertical de la reflectividad

Si el interés principal es tener información de la precipitación en el suelo, una gran fuente de incertidumbre en los datos del radar, es que a medida que aumenta la distancia del haz al radar, aumenta su tamaño (provocando que la resolución se degrade con la distancia) y se sitúa a una mayor altura (alejándose de lo que generalmente nos interesa: la lluvia en el suelo).

Otra de las variaciones importantes dentro de los campos de lluvia es la llamada banda brillante. Esta variación se presenta debido al cambio de fase de los hidrometeoros del estado sólido al líquido cerca de la isoterma 0°C, provocando valores altos de reflectividad donde el haz cruza estas zonas, y valores bajos en las zonas más alejadas de donde se encuentra la banda brillante debido a la menor reflectividad de la nieve.

Se han desarrollado diferentes algoritmos para estimar la precipitación en el suelo teniendo en cuenta la estructura vertical de las estimaciones del radar y su variabilidad (por ejemplo Franco 2008).

B.2.5 Error debido a la incertidumbre en la relación Z-R

El último paso en la estimación de la precipitación por el radar es la transformación de los valores de reflectividad obtenidos con el radar (Z) en intensidad de lluvia (R). Estas dos variables están relacionadas a través de la distribución de los diámetros de las gotas (de ahora en adelante DSD: Drop Size Distribution: Sempere-Torres et al. 1994).

La DSD de la lluvia no es siempre la misma, sino que cambia de un episodio a otro, incluso dentro del mismo episodio depende del tipo de precipitación, presentando una variabilidad espacio-temporal (Zawadzki 1984; Joss y Zawadzki 1997; Sempere-Torres et al. 1999, 2000; Lee y Zawadzki 2005). Su origen y evolución dependen de los procesos de formación y crecimiento de las gotas, que a su vez varían en función de las condiciones termodinámicas y microfísicas de la atmósfera.

A causa de la variabilidad de la DSD, la relación Z-R es variable, por lo cual diversas relaciones Z-R experimentales han sido aplicadas. Sempere-Torres et al. (1994) han realizado una extensa revisión de diferentes relaciones Z-R experimentales, catalogándolas según la localización geográfica y el tipo de precipitación. Una de las relaciones Z-R más aplicada es $Z = 200 R^{1.6}$ propuesta por Marshall y Palmer (1948), pero que dependiendo del tipo de precipitación puede suponer la subestimación o sobreestimación de la intensidad de lluvia, de hasta un factor de dos (Joss y Waldvogel 1990).

En este trabajo se utilizaron las relaciones recomendadas por las agencias meteorológicas que proporcionan los datos: $Z = 200 R^{1.6}$ proporcionada por la AEMET para el dominio español y $Z = 252 R^{1.42}$ proporcionada por el DWD para el dominio mosaico europeo.

B.3 Zonas problemáticas para la extrapolación de datos radar

Dentro de los errores que afectan las medidas del radar, los que más afectan a las técnicas de extrapolación de datos radar son: la calibración del radar, los ecos de suelo, las zonas apantalladas y la banda brillante. Estos errores, de forma general, afectan el proceso de estimación de los campos de velocidad de la precipitación.

En particular para el desarrollo de este trabajo, los datos de la red de radares de AEMET vienen únicamente con una corrección de ecos de suelo que se realiza utilizando el algoritmo GMAP (Gaussian Model Adaptive Processing; Siggia y Passarelli 2004). Este algoritmo hace uso de la capacidad Doppler de esos radares para identificar los ecos de suelo. Aunque la técnica contempla que únicamente se elimine la porción de señal radar asociada a los ecos de suelo (y por lo tanto restituya la precipitación en dichas zonas interpolando los valores que fueron removidos) el resultado final es que, en varias zonas, toda la señal es eliminada lo que produce “huecos” en los campos de precipitación. Por otro lado, los ecos no meteorológicos provocados por aerogeneradores o el mar (en casos de propagación anómala) no son detectados y corregidos ya que estos no presentan velocidades Doppler cercanas a cero.

En el caso de los datos del dominio centroeuropeo, se está usando un mosaico que incluye los mosaicos de varios países, donde el servicio meteorológico de cada país tiene sus propios algoritmos de corrección. Particularmente, en los radares del DWD se aplican un filtro Doppler (que utiliza los mismos principios que el algoritmo GMAP) para eliminar ecos estacionarios (Seltmann y Riedl 1999; Seltmann 2000). Adicionalmente, antes de hacer el mosaico alemán, se eliminan los datos que no pasan un control de calidad. Este control de calidad identifica las zonas donde generalmente se presentan ecos que no son corregidos por los filtros, y zonas donde se identifica ecos que no parezcan meteorológicos. Finalmente, las celdas del mosaico sin valor, debido a que fueron eliminados en por el sistema de control de calidad, son interpoladas con información de los vecinos (Weigl et al. 2004; Hengstebeck et al. 2010).

Idealmente, todos los problemas deberían ser detectados y corregidos antes de realizar el proceso de extrapolación de los datos radar. En nuestro caso, los datos radar fueron proporcionados con una corrección de ecos de suelo y no fue posible realizar más correcciones debido a que no se contaba con información volumétrica, necesaria para realizar otras correcciones.

Para intentar evitar que algunos de estos problemas afecten la estimación de los campos de velocidad de la precipitación, se realizó un estudio de los mosaicos de precipitación, para determinar las zonas problemáticas donde constantemente se presentan ecos de suelo no corregidos, ecos de suelo mal corregidos y zonas apantalladas.

A partir de la determinación de las zonas problemáticas, antes de realizar el proceso de estimación de los campos de velocidad de la precipitación (presentada en la sección 2.2.1), se marcan como datos no válidos las zonas problemáticas que podrían causar estimaciones incorrectas en estos campos de velocidades.

B.3.1 Detección de ecos de suelo no corregidos

Dentro de los mosaicos se presentan ecos de suelo no corregidos producidos principalmente por aerogeneradores. Estos no son corregidos por el GMAP debido a que las aspas de estos aerogeneradores están en movimiento, imposibilitando su detección y posterior corrección.

En este trabajo se ha desarrollado un método para detectar automáticamente las zonas que presentan ecos de suelo no corregidos. La idea de este método es aplicar el criterio de Chauvenet (Barnett y Lewis 1994) para determinar los píxeles con valores extremos en acumulaciones mensuales de precipitación. Teniendo en cuenta la variabilidad espacial de la precipitación, estos valores extremos son determinados usando subdominios centrados en cada uno de los píxeles de las acumulaciones mensuales. Además, para evitar detectar píxeles como ecos de suelo no corregidos, que en realidad no lo son, se realiza el proceso usando varios meses de datos, escogiendo solo los que se detectan en varios meses.

El método consta de los siguientes pasos:

1. Se calculan acumulaciones mensuales de los campos de precipitación medida con el radar (se recomienda usar por lo menos cinco meses).
2. Para aplicar el criterio de Chauvenet se necesita que los datos sigan una distribución normal, por lo cual se transforman las acumulaciones mensuales en intensidades de lluvia promedio en el mes y se transforman a decibelios de reflectividad (dBZ) por medio de la relación $Z = 200 R^{1.6}$ (Marshall y Palmer 1948).
3. Para cada una de las acumulaciones mensuales, en cada punto de la malla, se aplica el criterio de Chauvenet usando un subdominio de $k \times k$ puntos centrados en el punto en cuestión. Los puntos que son detectados como anómalos se marcan como candidato a zona problemática (el criterio de Chauvenet considera anómalos los valores cuya probabilidad de obtener su desviación de la media es menor que $1/(2k^2)$; Barnett y Lewis, 1994).
4. Los puntos de la malla que sean marcados como posible zona problemática en más de un tercio del número de meses analizados, se marcan como zona problemática.

B.3.2 Zonas con ecos de suelo detectados, pero mal corregidos

Otro tipo de problemas que se han detectado, principalmente sobre el mosaico español, es la presencia de ecos de suelo que son mal corregidos por el algoritmo de GMAP. Es así como en los sitios donde sin ninguna corrección se aprecian ecos de suelo, después de la corrección en dichas zonas aparece que no hay lluvia, a pesar de que los vecinos muestren que si hay precipitación.

Para detectar las zonas donde generalmente aparecen estos problemas, se desarrolló un método para detectar las zonas donde constantemente se corrigen mal los ecos de suelo. El método consta de los siguientes pasos:

1. Se calculan acumulaciones diarias de los campos de precipitación medida por el radar.

2. Para cada una de las acumulaciones diarias de precipitación, se seleccionan las zonas donde hay “huecos” en la precipitación (es decir, las zonas donde no hay precipitación, pero que están totalmente rodeadas de precipitación). Para realizar este paso se usa un umbral de 0.1 mm/día para determinar las zonas donde llueve y no llueve.
3. Con el fin de seleccionar sólo los huecos de precipitación que son provocados por una mala corrección, se marcan como zona problemática los píxeles que son seleccionados como huecos de precipitación en más del 5% de las acumulaciones diarias.

Debido a la definición del anterior algoritmo, también pueden ser detectadas como zonas problemáticas zonas que estén totalmente apantalladas.

Los dos métodos anteriormente descritos se implementaron usando los datos entre agosto de 2009 y febrero de 2010. El método de búsqueda de ecos de suelo no corregidos necesita definir el tamaño del subdominio, $k \times k$, que se usan para el cálculo de valores anormales, en este estudio se usaron subdominios de 11×11 puntos centrados en el píxel analizado (que corresponde con aproximadamente 22×22 km²).

En la Figura B.1 se presentan las zonas problemáticas en el mosaico español detectadas con los dos procedimientos antes descritos. Cabe resaltar que algunas zonas totalmente apantalladas también fueron detectadas como zonas con problemas ya que allí no llueve y están rodeadas de precipitación. En la Figura A.2 se presentan de zonas problemáticas del mosaico de Europa central, las cuales fueron obtenidas usando los datos entre noviembre de 2010 y agosto de 2011. Para este mosaico también se marcaron como posibles zonas problemáticas, las zonas que presentaban precipitación mensual menores a 5 mm/mes ya que existen zonas muy apantalladas o que no hay cobertura de radar.

B.3.3 Detección de zonas apantalladas

Las zonas apantalladas se tratan diferente a los ecos de suelo, ya que estas pueden desaparecer cuando otro radar cubre el área apantallada. Para detectarlas se realizaron

acumulaciones mensuales de los campos de reflectividad de cada radar, con las cuales se definieron manualmente las zonas apantalladas de cada radar. Para tener en cuenta sólo las zonas que realmente están apantalladas en la composición de radares, se implementó un algoritmo que detecta los radares con los que se realizó la composición para marcar como zona problemática solo las zonas apantalladas que no están cubiertas por otro radar que esté presente en el mosaico actual. En la Figura B.3 se pueden observar todas las posibles zonas apantalladas de los radares meteorológicos que fueron definidos para el mosaico español.

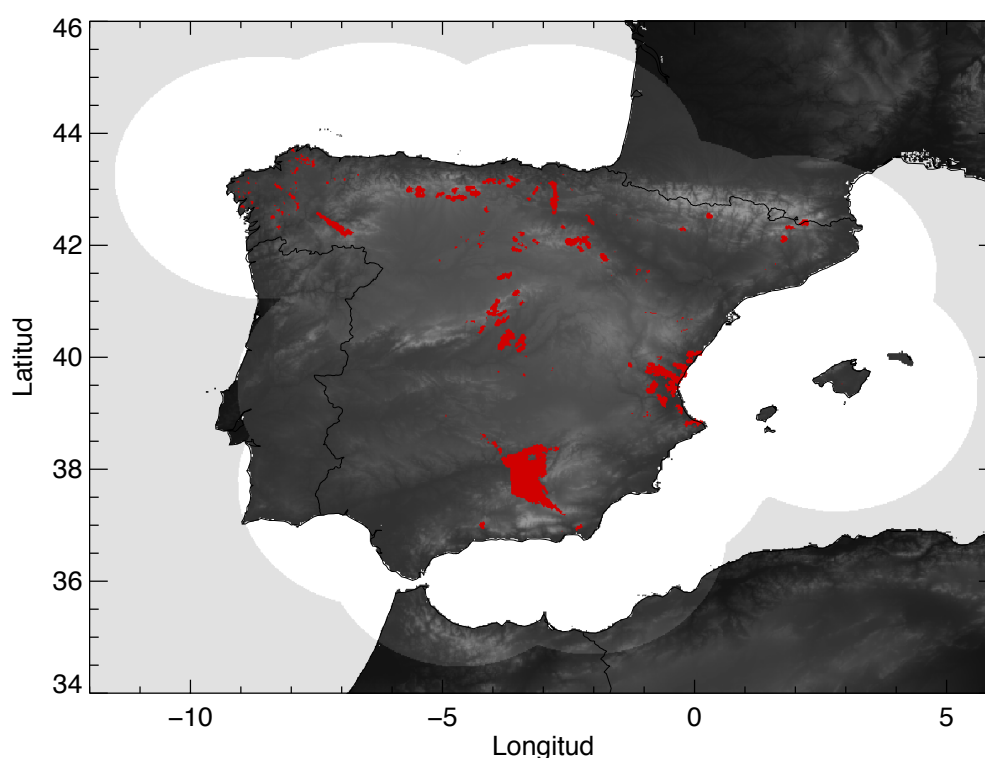


Figura B.1. Zonas problemáticas (área roja) en el mosaico español debido a ecos de suelo no corregidos o ecos de suelo mal corregidos.

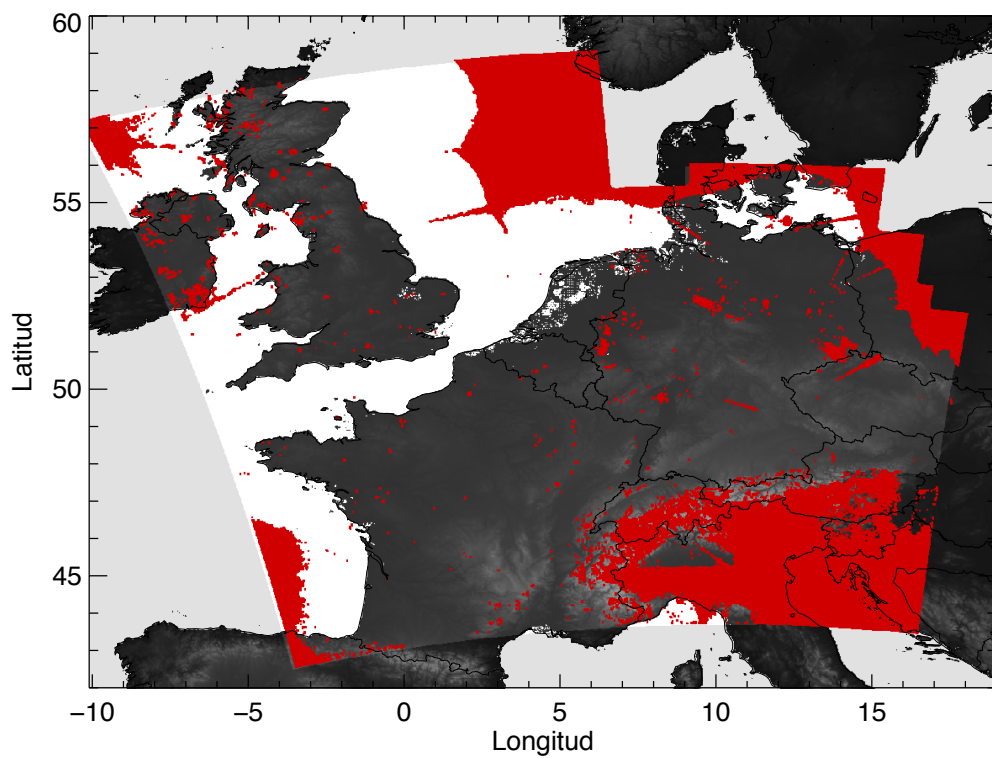


Figura B.2. Zonas problemáticas (área roja) en el mosaico de Europa central debido a ecos de suelo, ecos mal corregidos y a zonas donde no hay cobertura del radar.

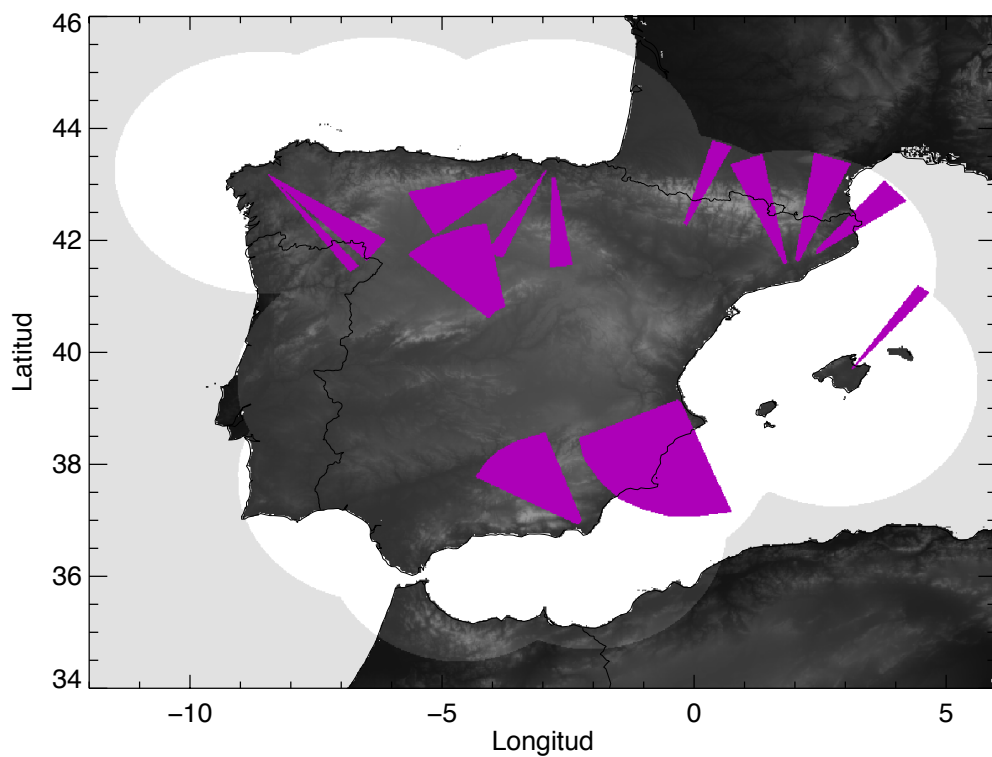


Figura B.3. Zonas apantalladas de los radares con los que se hace la composición española.

Apéndice C

Verificación

En este apéndice se presentan más detalles de la verificación de las previsiones de la técnica de extrapolación, de los modelos meteorológicos y de las diferentes configuraciones de la combinación de ambas.

C.1 Métricas de evaluación

La efectividad de la técnica de extrapolación se analiza utilizando las siguientes métricas: POD (Probability of Detection), FAR (False Alarm Rate), CSI (Critical Success Index), Correlación y RMSE (Root Mean Square Error):

- El POD, FAR y CSI son unas métricas de verificación dicotómicas, las cuales categorizan las observaciones y los pronósticos en las categorías: “sí” y “no”. En nuestro caso, el “sí” representa que llueve y el “no” representa que no llueve. Para realizar dicha clasificación se utiliza un umbral de lluvia, con el cual los píxeles que superen el umbral son categorizados como lluvia y el resto como no lluvia. En este trabajo se ha utilizado los umbrales de lluvia de 0.2 y 1.0 mm. Las métricas se definen de la siguiente forma:

$$POD = \frac{a}{a+b} \quad (C.1)$$

$$FAR = \frac{c}{a+c} \quad (C.2)$$

$$CSI = \frac{a}{a+b+c} \quad (C.3)$$

donde a es el número de aciertos (ambos, la previsión y la observación fueron categorizados como “sí”, b es el número de omisiones (la observación excedió el

umbral, mientras la previsión no) y c es el número de falsas alarmas (donde se previó precipitación y en realidad no sucedió).

El POD mide el porcentaje de lluvia que fue prevista. El valor del POD oscila entre 0 y 1. Esta métrica debe ser usada junto con el FAR (explicado en el siguiente párrafo), debido a que ignora las falsas alarmas. Una previsión perfecta, al igual que una de lluvia en todo el dominio tendrían un valor de POD igual a 1, mientras que un POD igual a 0 supondría que no se ha acertado en ningún lugar donde ha llovido.

El FAR mide la fracción de previsiones de lluvia que no ocurrieron. El FAR oscila entre 0 y 1 y expresa la proporción de falsas alarmas con respecto a la lluvia prevista. Una previsión perfecta, al igual que una sin lluvia tendrían un valor de FAR igual a 0, mientras que una donde la previsión está ubicada de forma incorrecta, nos daría un valor de FAR igual a 1.

El CSI mide la fracción de previsiones que fueron correctamente previstas. El valor de CSI oscila entre 0 y 1 y expresa la proporción de aciertos respecto al total de puntos en los que llueve o se realizó previsión de lluvia. Una previsión perfecta tendría un CSI de 1, mientras que un CSI de 0 supondría que las previsiones fueron totalmente erradas.

- Correlación: esta métrica nos indica el grado de relación lineal que existe entre las previsiones y las observaciones:

$$cor(\tau) = \frac{\sum_{x,y,t} [\hat{R}_t(x,y,t+\tau) - \bar{\hat{R}}][R(x,y,t+\tau) - \bar{R}]}{\left[\left(\sum_{x,y,t} [\hat{R}_t(x,y,t+\tau) - \bar{\hat{R}}(\tau)]^2 \right) \left(\sum_{x,y,t} [R(x,y,t+\tau) - \bar{R}(\tau)]^2 \right) \right]^{1/2}} \quad (C.4)$$

donde $R(x,y,t+\tau)$ es la precipitación (en mm) observada en el tiempo $t+\tau$ en la posición (x,y) , y $\hat{R}_t(x,y,t+\tau)$ es la precipitación prevista en el tiempo t , con un tiempo de previsión τ en la misma localización. La barra sobre las precipitaciones representa un promedio espacial y temporal de la precipitación, discriminando el tiempo de previsión.

La correlación puede tener un valor máximo de 1, que indica que hay una relación perfectamente lineal entre las observaciones y las previsiones. En cambio, valores cercanos a 0 se interpretan como una falta de relación entre las observaciones y las previsiones.

- RMSE: esta métrica mide la magnitud media de los errores de la previsión:

$$RMSE(\tau) = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{x,y,t} \left(\hat{R}_t(x,y,t+\tau) - R(x,y,t+\tau) \right)^2} \quad (C.5)$$

El valor del RMSE aumenta a medida que aumentan las diferencias de las previsiones con las observaciones. Por consiguiente, una mejor previsión tendrá un valor más bajo de RMSE. En el caso ideal en que las previsiones coinciden exactamente con las observaciones, el valor del RMSE es 0.

C.2 Verificación sobre el dominio español

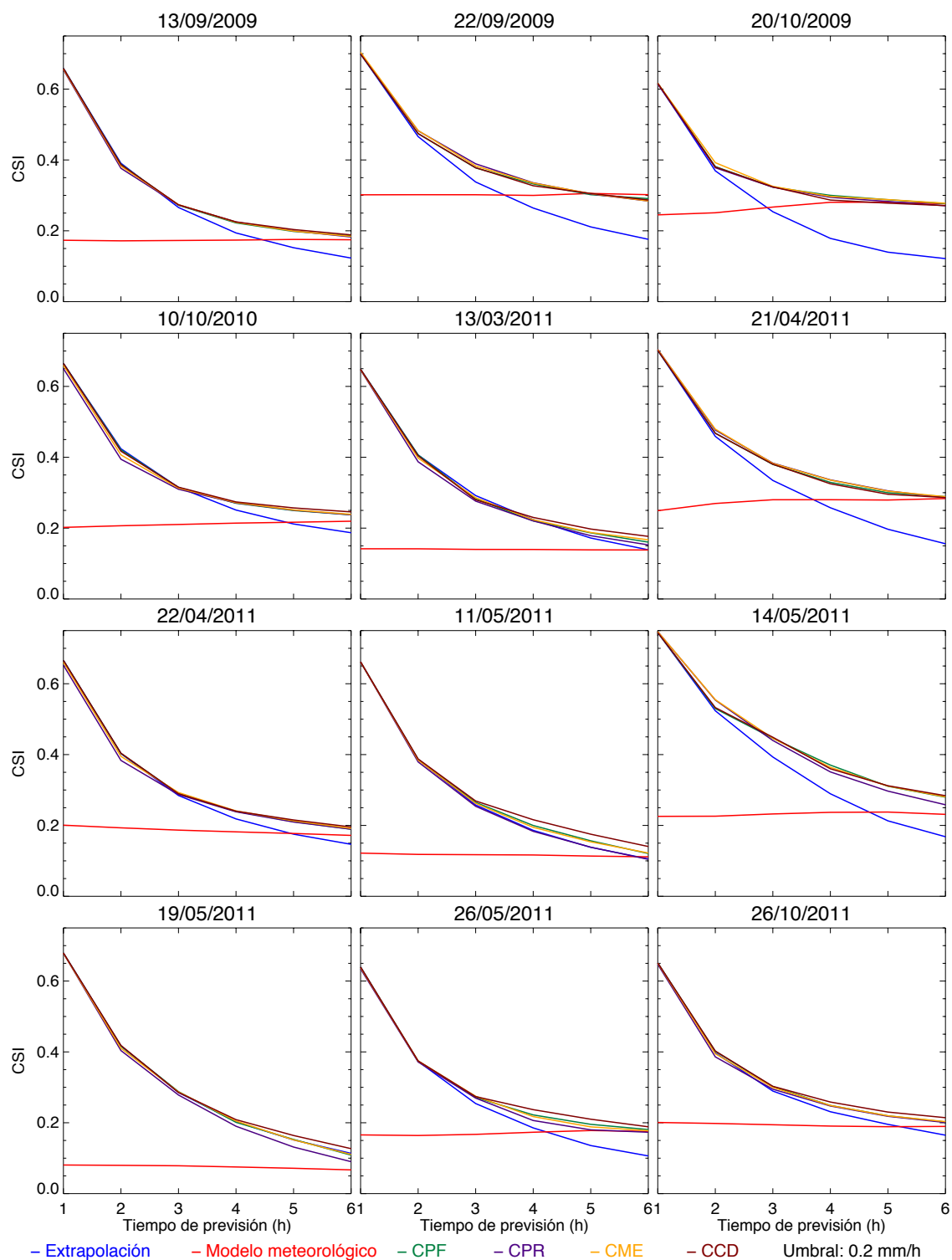


Figura C.1. Verificación en términos de CSI con un umbral de 0.2 mm/h para la extrapolación, el modelo meteorológico y las diferentes configuraciones de la combinación sobre el dominio español.

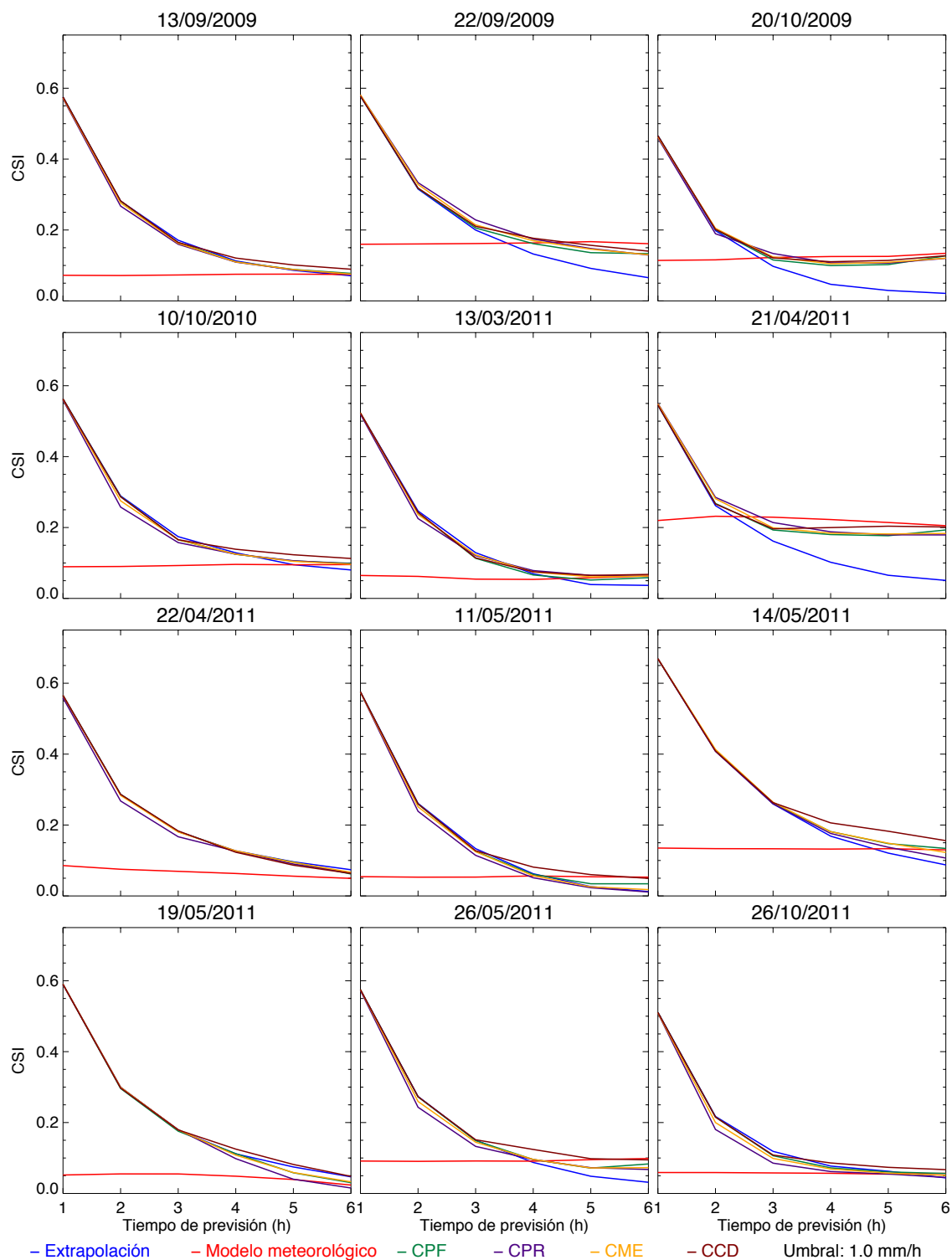


Figura C.2. Como en la Figura C.1 pero usando un umbral de 1 mm/h.

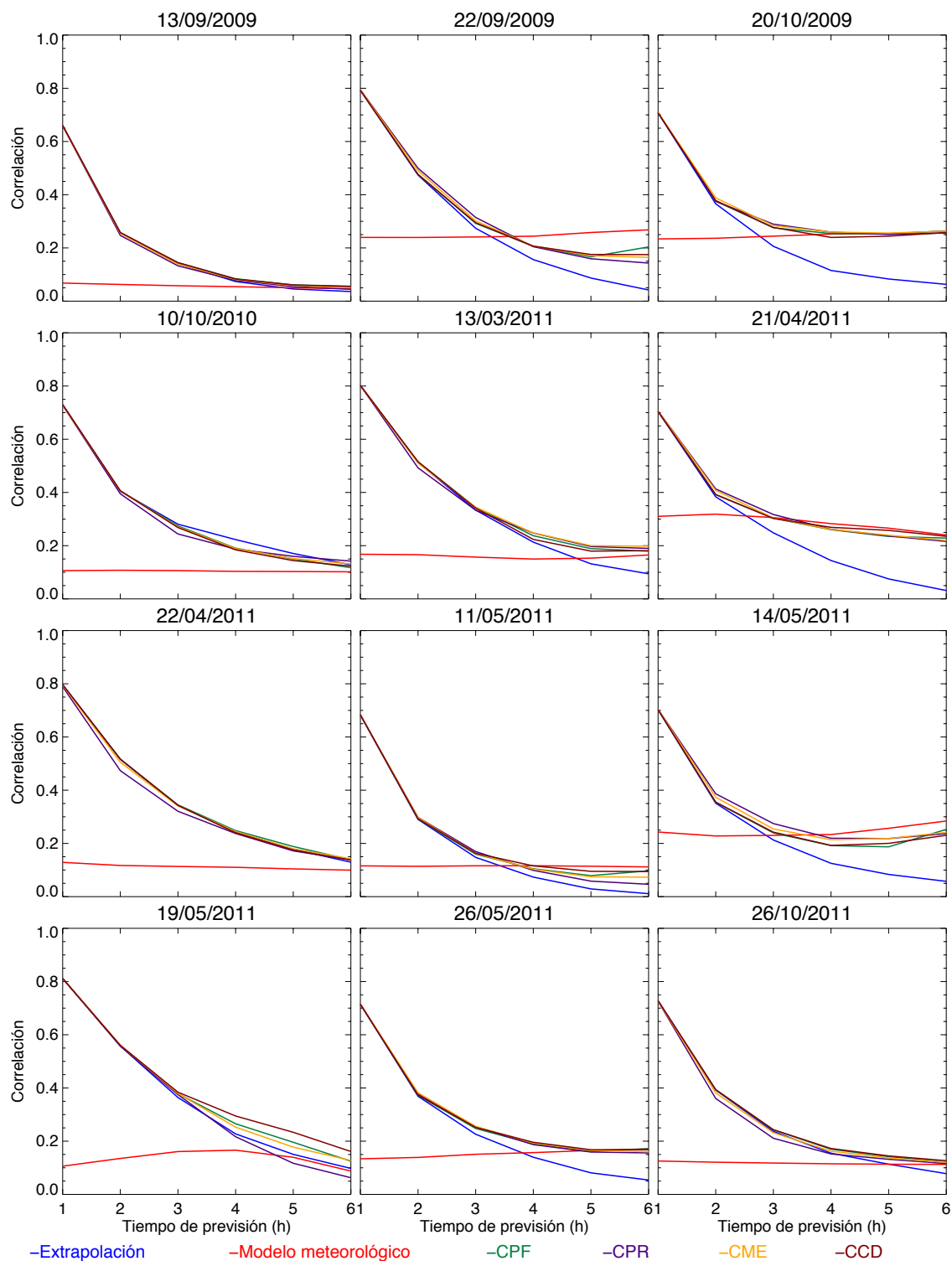


Figura C.3. Verificación en términos de correlación de la extrapolación, el modelo meteorológico y las diferentes configuraciones de la combinación para los episodios sobre el dominio español.

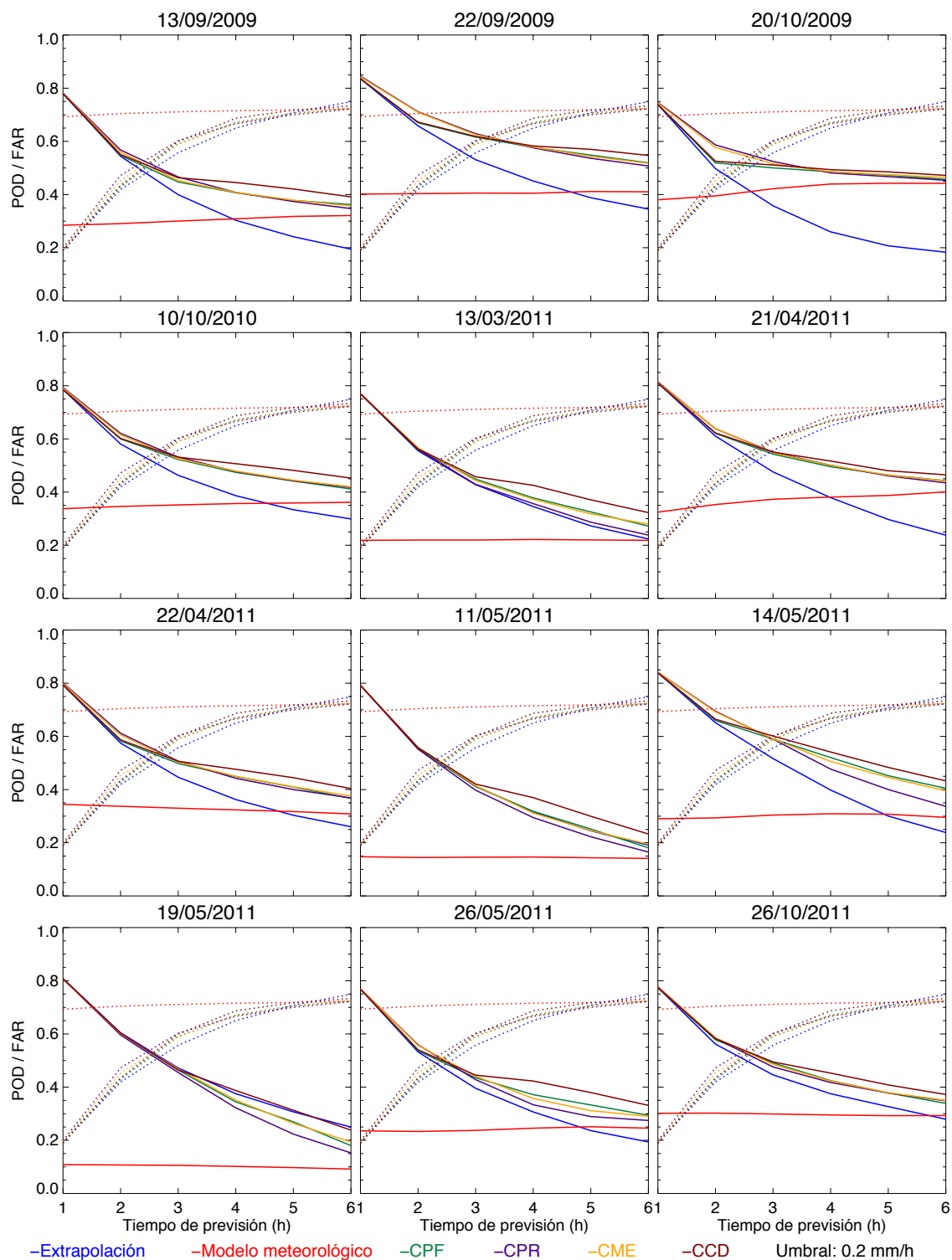


Figura C.4. Verificación en términos de POD (líneas continuas) y FAR (líneas punteadas) de la técnica de extrapolación para cada uno de los episodios de estudio sobre el dominio español.

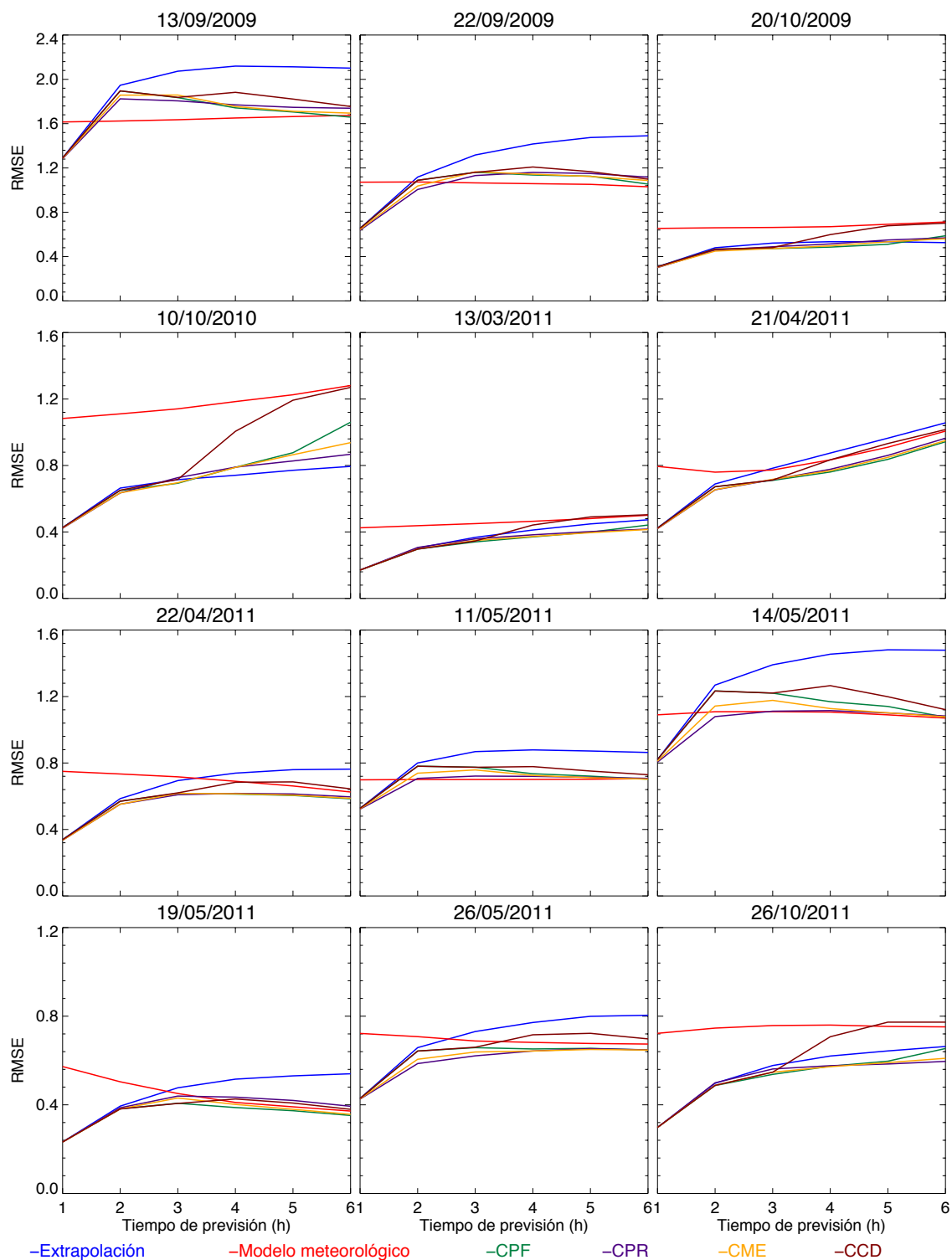


Figura C.5. Verificación en términos de RMSE de la técnica de extrapolación para cada uno de los episodios de estudio sobre el dominio español.

C.3 Verificación sobre el dominio centroeuropeo

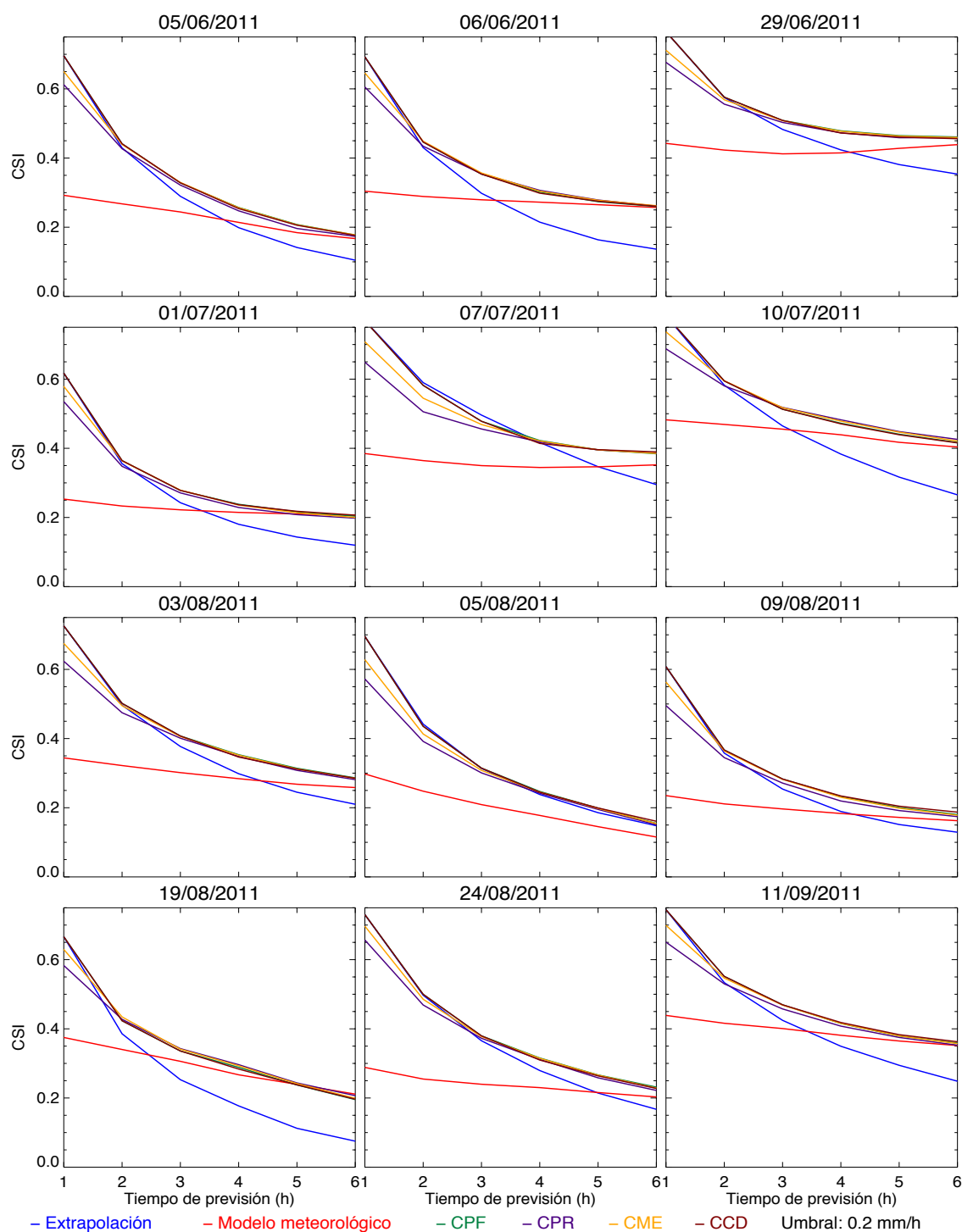


Figura C.6. Verificación en términos de CSI con un umbral de 0.2 mm/h para la extrapolación, el modelo meteorológico y las diferentes configuraciones de la combinación sobre el dominio centroeuropeo.

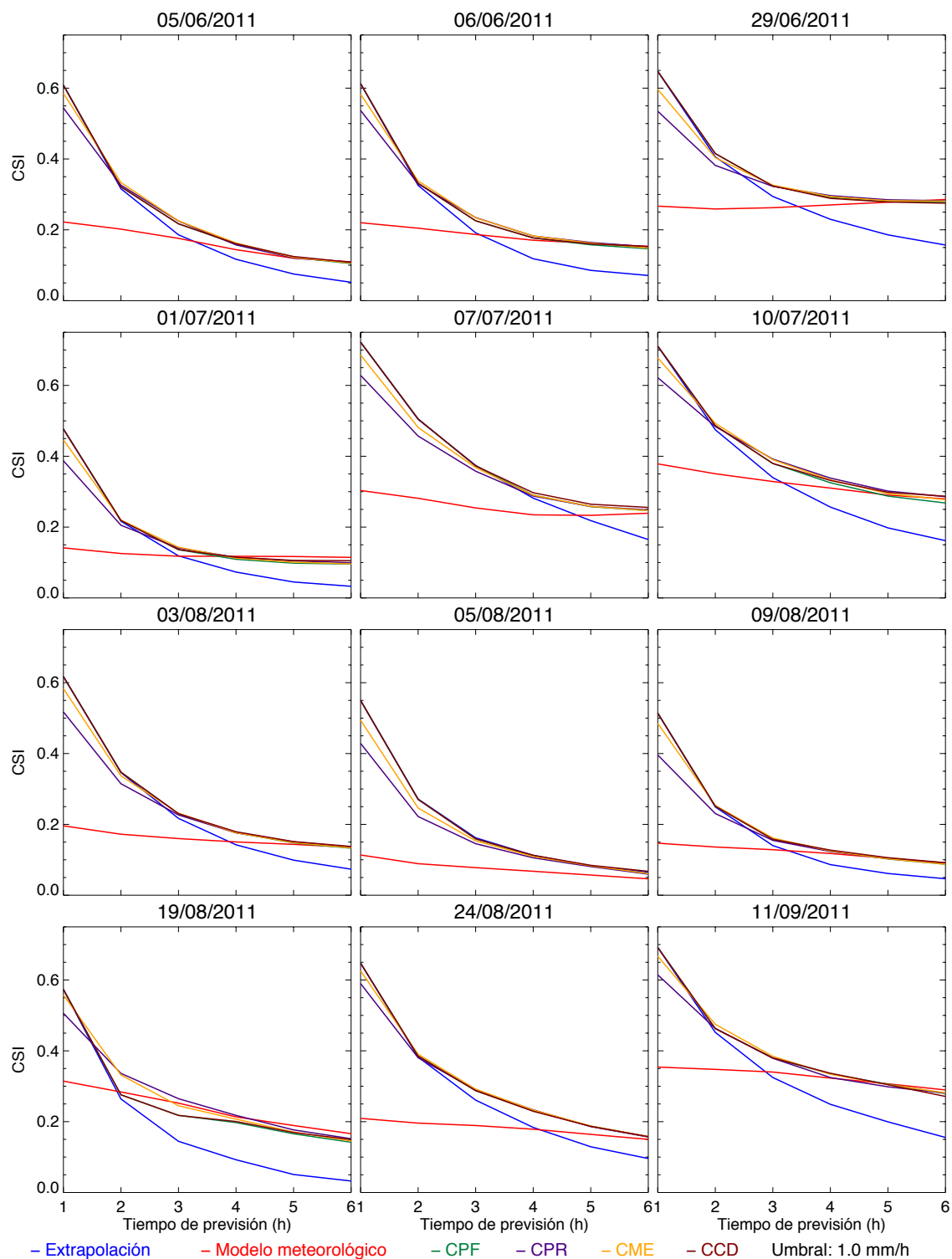


Figura C.7. Como en la Figura C.6 pero usando un umbral de 1 mm/h.

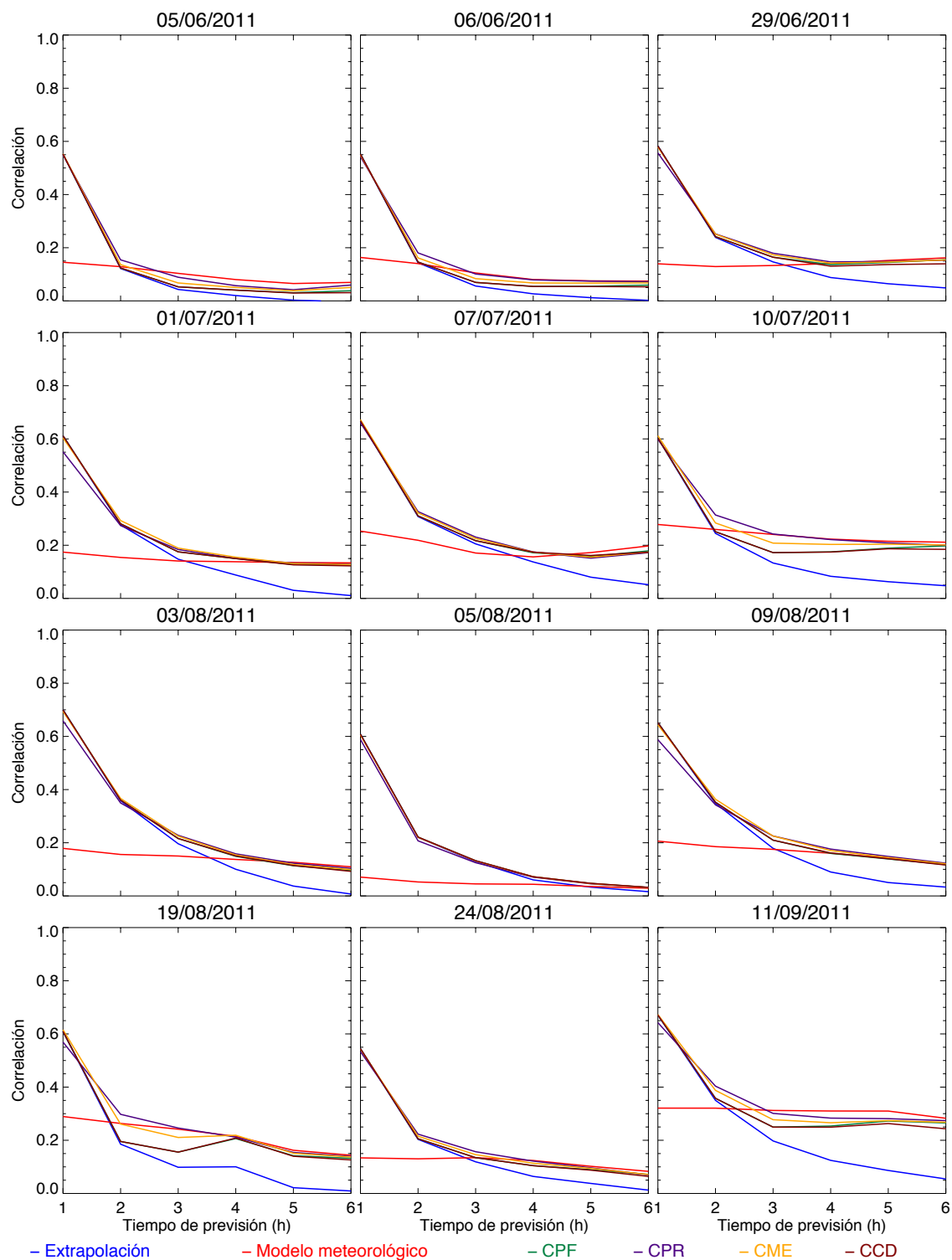


Figura C.8. Verificación en términos de correlación de la extrapolación, el modelo meteorológico y las diferentes configuraciones de la combinación para los episodios sobre el dominio centroeuropeo.

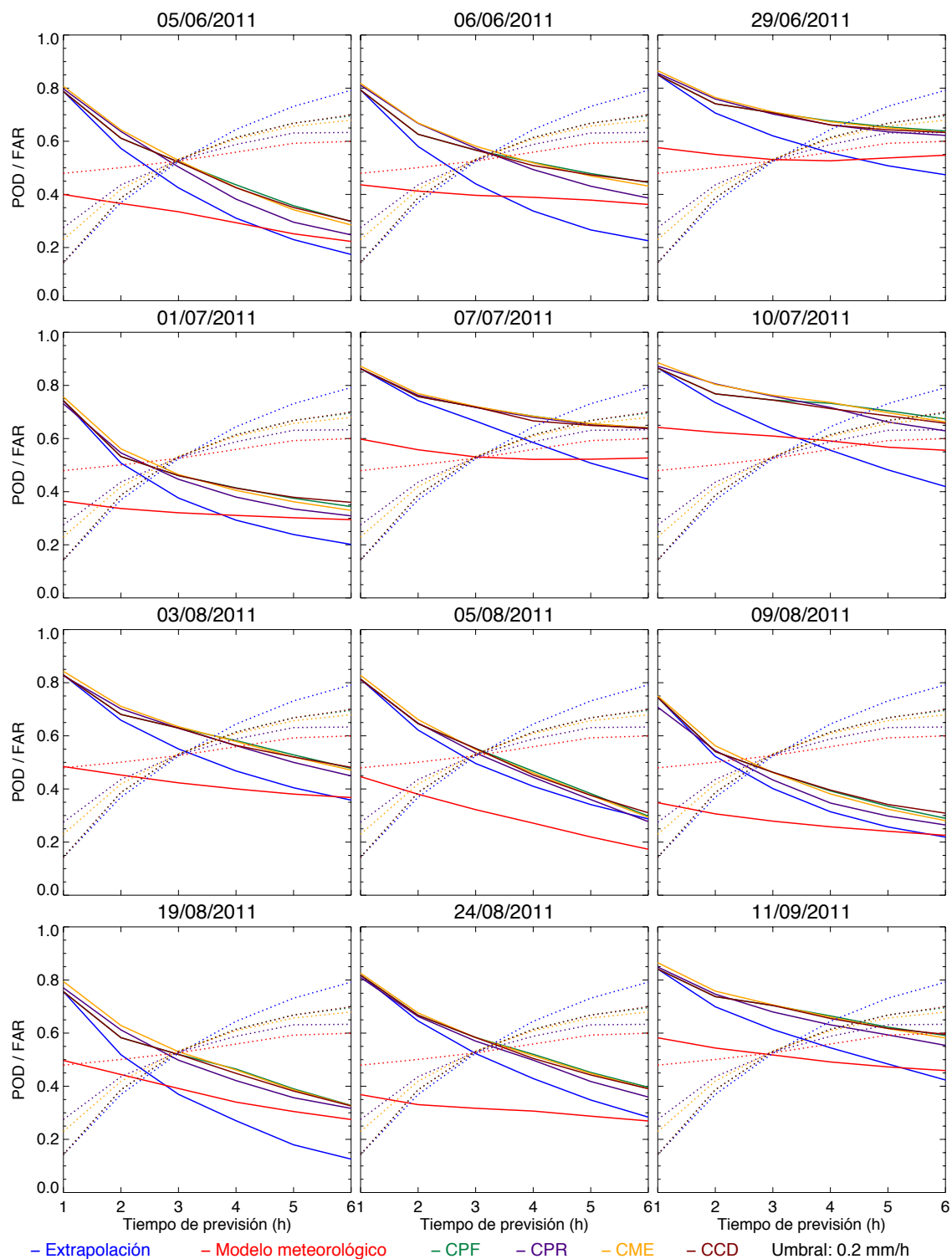


Figura C.9. Verificación en términos de POD (líneas continuas) y FAR (líneas punteadas) con un umbral de 0.2 mm/h para la extrapolación, el modelo meteorológico y las diferentes configuraciones de la combinación sobre el dominio centroeuropeo.

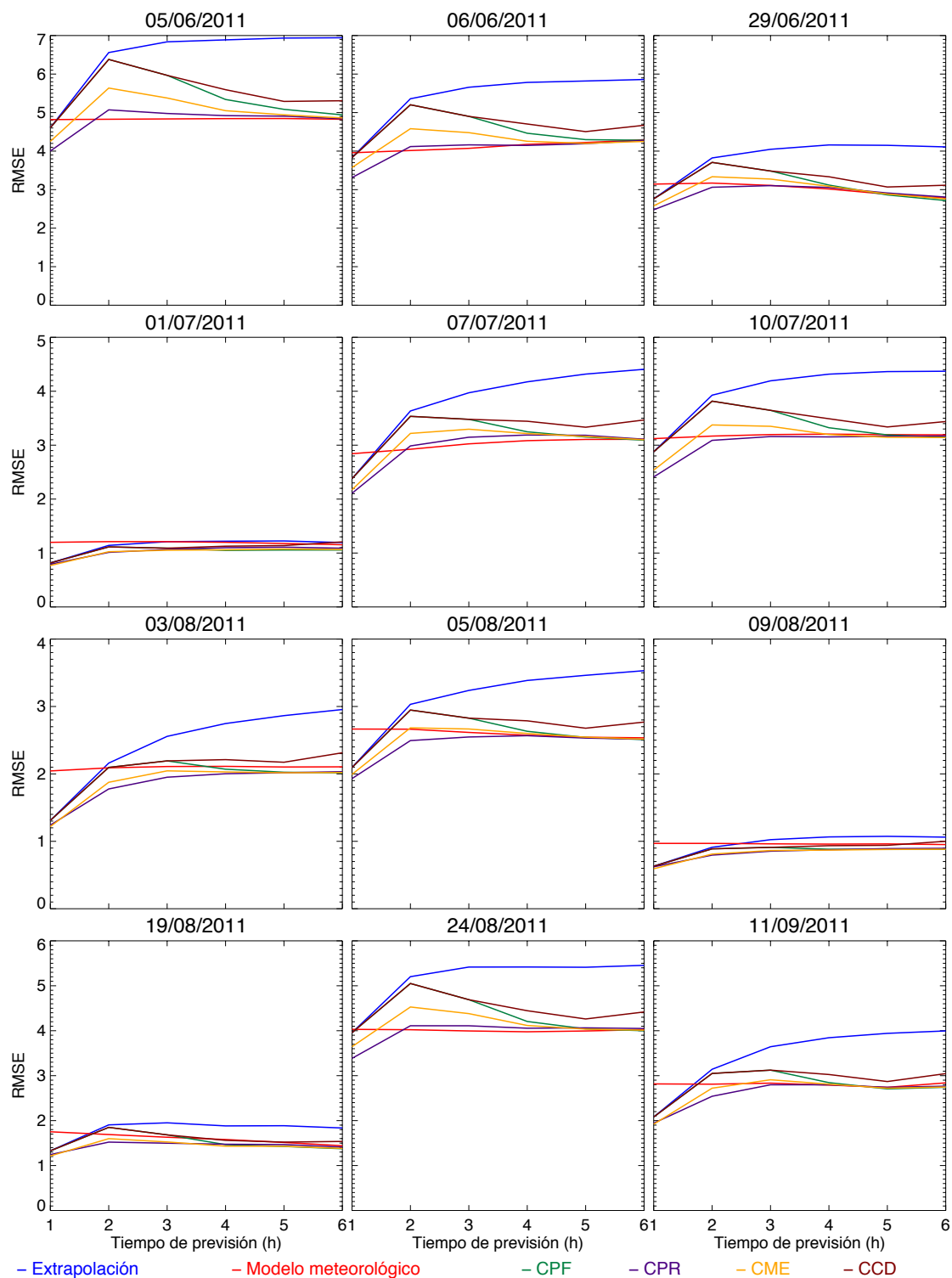


Figura C.10. Verificación en términos de RMSE para la extrapolación, el modelo meteorológico y las diferentes configuraciones de la combinación sobre el dominio centroeuropeo.

Referencias

- Andersson, T. y K.-I. Ivarsson, 1991: A Model for Probability Nowcasts of Accumulated Precipitation Using Radar. *Journal of Applied Meteorology*, **30**, 135-141.
- Andrieu, H., J. D. Creutin, G. Delrieu y D. Faure, 1997: Use of a weather radar for the hydrology of a mountainous area. Part I: radar measurement interpretation. *Journal of Hydrology*, **193**, 1-25.
- Atencia, A., T. Rigo, A. Sairouni, J. Moré, J. Bech, E. Vilaclara, J. Cunillera, M. C. Llasat y L. Garrote, 2010: Improving QPF by blending techniques at the Meteorological Service of Catalonia. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **10**, 1443-1455.
- Atlas, D., 2002: Radar Calibration: Some Simple Approaches. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **83**, 1313-1316.
- Austin, G. L. y A. Bellon, 1974: The use of digital weather radar records for short-term precipitation forecasting. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **100**, 658-664.
- Austin, P. M., 1987: Relation between measured radar reflectivity and surface rainfall. *Monthly Weather Review*, **115**, 1053-1070.
- Baldauf, M., A. Seifert, J. Förstner, D. Majewski, M. Raschendorfer y T. Reinhardt, 2011: Operational convective-scale numerical weather prediction with the COSMO model: description and sensitivities. *Monthly Weather Review*, **139**, 3887-3905.
- Barnett, V. y T. Lewis, 1994: *Outliers in statistical data*. 3ª ed. Chichester: J.Wiley and Sons, 584 pp.
- Bartholmes, J. C., J. Thielen, M. H. Ramos y S. Gentilini, 2009: The european flood alert system EFAS - Part 2: Statistical skill assessment of probabilistic and deterministic operational forecasts. *Hydrology and Earth System Sciences*, **13**, 141-153.
- Bellon, A. y I. Zawadzki, 1994: Forecasting of hourly accumulations of precipitation by optimal extrapolation of radar maps. *Journal of Hydrology*, **157**, 211-233.
- Berenguer, M., 2006: Hydrological uses of meteorological radar. Validation of algorithms for rainfall estimation and forecasting. Tesis doctoral, Universidad Politécnica de Cataluña, 138 pp.
- Berenguer, M., D. Sempere-Torres y G. G. S. Pegram, 2011: SBMcast - An ensemble nowcasting technique to assess the uncertainty in rainfall forecasts by Lagrangian extrapolation. *Journal of Hydrology*, **404**, 226-240.
- Berenguer, M., C. Corral, R. Sánchez-Diezma y D. Sempere-Torres, 2005: Hydrological validation of a radar-based nowcasting technique. *Journal of Hydrometeorology*, **6**, 532-549.
- Berenguer, M., D. Sempere-Torres, C. Corral y R. Sánchez-Diezma, 2006: A fuzzy logic technique for identifying nonprecipitating echoes in radar scans. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **23**, 1157-1180.
- Berenguer, M., M. Surcel, I. Zawadzki, M. Xue y F. Kong, 2012: The Diurnal Cycle of Precipitation from Continental Radar Mosaics and Numerical Weather Prediction

- Models. Part II: Intercomparison among Numerical Models and with Nowcasting. *Monthly Weather Review*, **140**, 2689-2705.
- Borga, M., E. N. Anagnostou, G. Blöschl y J. D. Creutin, 2011: Flash flood forecasting, warning and risk management: the HYDRATE project. *Environmental Science & Policy*, **14**, 834-844.
- Bowler, N. E., C. E. Pierce y A. W. Seed, 2004: Development of a precipitation nowcasting algorithm based upon optical flow techniques. *Journal of Hydrology*, **288**, 74-91.
- , 2006: STEPS: A probabilistic precipitation forecasting scheme which merges an extrapolation nowcast with downscaled NWP. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **132**, 2127-2155.
- Brewster, K. A., 2003: Phase-correcting data assimilation and application to storm-scale numerical weather prediction. Part II: application to a severe storm Outbreak. *Monthly Weather Review*, **131**, 493-507.
- Buil, A., 2017: Nowcasting probabilístico basado en observaciones de lluvia con radar meteorológico. Tesis doctoral, Universidad Politécnica de Cataluña, 171 pp.
- Calheiros, R. V. y I. Zawadzki, 1987: Reflectivity-rain rate relationships for radar hydrology in Brazil. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **26**, 118-132.
- Cao, Z., B. Murphy, P. Pellerin, H. Ritchie, R. Ford y P. Pilon, 2002: Modelling heavy precipitation and flooding events using the coupled atmospheric-hydrological model. Resúmenes de *16th Conference on Hydrology*, Orlando, FL, 4 pp.
- Carbone, R. E., J. D. Tuttle, D. A. Ahijevych y S. B. Trier, 2002: Inferences of predictability associated with warm season precipitation episodes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **59**, 2033-2056.
- Casati, B., G. Ross y D. B. Stephenson, 2004: A new intensity-scale approach for the verification of spatial precipitation forecasts. *Meteorological Applications*, **11**, 141-154.
- Clark, A. J., W. A. Gallus y T.-C. Chen, 2007: Comparison of the diurnal precipitation cycle in convection-resolving and non-convection-resolving mesoscale models. *Monthly Weather Review*, **135**, 3456-3473.
- Clark, A. J., W. A. Gallus, M. Xue y F. Kong, 2009: A comparison of precipitation forecast skill between small convection-allowing and large convection-parameterizing ensembles. *Weather and Forecasting*, **24**, 1121-1140.
- Clark, P., N. Roberts, H. Lean, S. P. Ballard y C. Charlton-Perez, 2016: Convection-permitting models: a step-change in rainfall forecasting. *Meteorological Applications*, **23**, 165-181.
- Corral, C., 2004: Desenvolupament d'un model hidrològic per incorporar informació del radar meteorològic. Aplicació operacional a la conca del riu Besòs. Tesis doctoral, Universidad Politécnica de Cataluña, 175 pp.
- Corral, C., D. Velasco, D. Forcadell, D. Sempere Torres y E. Velasco, 2009: Advances in radar-based flood warning systems. The EHIMI system and the experience in the Besòs flash-flood pilot basin. En *Flood Risk Management: Research and Practice*, Editores: P. Samuels, S. Huntington, W. Allsop y J. Harrop, 1295-1303.
- Creutin, J. D., H. Andrieu y D. Faure, 1997: Use of a weather radar for the hydrology of a mountainous area. Part II: radar measurement validation. *Journal of Hydrology*, **193**, 26-44.
- Cuo, L., T. C. Pagano y Q. J. Wang, 2011: A Review of Quantitative Precipitation Forecasts and Their Use in Short- to Medium-Range Streamflow Forecasting. *Journal of Hydrometeorology*, **12**, 713-728.

- Dai, Q., M. A. Rico-Ramirez, D. Han, T. Islam y S. Liguori, 2014: Probabilistic radar rainfall nowcasts using empirical and theoretical uncertainty models. *Hydrological Processes*, **29**, 66-79
- Davies, T., M. J. P. Cullen, A. J. Malcolm, M. H. Mawson, A. Staniforth, A. A. White y N. Wood, 2005: A new dynamical core for the Met Office's global and regional modelling of the atmosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **131**, 1759-1782.
- Dàvila, J., 2003: Desenvolupament d'un algorisme de previsió de pluja a curt termini a partir d'imatges de radar meteorològic. Tesina, Universidad Politècnica de Catalunya, 148 pp.
- Davis, C. A., K. W. Manning, R. E. Carbone, S. B. Trier y J. D. Tuttle, 2003: Coherence of warm-season continental rainfall in numerical weather prediction models. *Monthly Weather Review*, **131**, 2667-2679.
- Dixon, M. y G. Wiener, 1993: TITAN: Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis, and Nowcasting - A radar-based methodology. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **10**, 785-797.
- Ebert, E. E., U. Damrath, W. Wergen y M. E. Baldwin, 2003: The WGENE assessment of short-term quantitative precipitation forecasts. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **84**, 481-492.
- Ebert, E. E., L. J. Wilson, B. G. Brown, P. Nurmi, H. E. Brooks, J. Bally y M. Jaeneke, 2004: Verification of nowcasts from the WWRP Sydney 2000 forecast demonstration project. *Weather and Forecasting*, **19**, 73-96.
- Environmental Modeling Center, 2003: The GFS atmospheric model. NCEP Office Note 442. Global Climate and Weather Modeling Branch, Environmental Modeling Center, 14 pp.
- Federal Emergency Management Agency, 2017: Protecting Building Utility Systems From Flood Damage. FEMA P-348, 178 pp.
- Foresti, L., L. Panziera, P. V. Mandapaka, U. Germann y A. Seed, 2013: Retrieval of analogue radar images for ensemble nowcasting of orographic rainfall. *Meteorological Applications*, **22**, 141-155.
- Franco, M., 2008: Estimación cuantitativa de la lluvia mediante radar meteorológico. Corrección del error asociado a la variación vertical de la reflectividad. Tesis doctoral, Universidad Politècnica de Catalunya, 261 pp.
- Fritsch, J. M., R. A. Houze, R. Adler, H. Bluestein, L. Bosart, J. Brown, F. Carr, C. Davis, R. H. Johnson, N. Junker, Y. H. Kuo, S. Rutledge, J. Smith, Z. Toth, J. W. Wilson, E. Zipser y D. Zrnic, 1998: Quantitative precipitation forecasting: report of the eighth prospectus development team, U.S. weather research program. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **79**, 285-299.
- Ganguly, A. R., 2002: Distributed quantitative precipitation forecasts combining information from radar and numerical weather prediction model outputs. Tesis doctoral, Massachusetts Institute of Technology, 218 pp.
- Georgakakos, K. P., 2006: Analytical results for operational flash flood guidance. *Journal of Hydrology*, **317**, 81-103.
- Germann, U. y I. Zawadzki, 2002: Scale dependence of the predictability of precipitation from continental radar images. Part I: description of the methodology. *Monthly Weather Review*, **130**, 2859-2873.
- , 2004: Scale dependence of the predictability of precipitation from continental radar images. Part II: Probability Forecasts. *Journal of Applied Meteorology*, **43**, 74-89.

- Germann, U., I. Zawadzki y B. Turner, 2006: Predictability of precipitation from continental radar images. Part IV: limits to prediction. *Journal of Atmospheric Sciences*, **63**, 2092-2108.
- Golding, B. W., 1998: Nimrod: A system for generating automated very short range forecasts. *Meteorological Applications*, **5**, 1-16.
- Gourley, J. J., P. Tabary y J. Parent du Chatelet, 2007: Empirical Estimation of Attenuation from Differential Propagation Phase Measurements at C Band. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **46**, 306-317.
- Hagen, M., 2000: The EULINOX European radar composite. En *EULINOX - The European Lightning Nitrogen Oxides Project*, DLR, 101-108.
- Haiden, T., A. Kann, C. Wittmann, G. Pistotnik, B. Bica y C. Gruber, 2011: The Integrated Nowcasting through Comprehensive Analysis (INCA) System and Its Validation over the Eastern Alpine Region. *Weather and Forecasting*, **26**, 166-183.
- Hand, W. H., 1996: An object-oriented technique for nowcasting heavy showers and thunderstorms. *Meteorological Applications*, **3**, 31-41.
- Handwerker, J., 2002: Cell tracking with TRACE3D—a new algorithm. *Atmospheric Research*, **61**, 15-34.
- Hapuarachchi, H. A. P., Q. J. Wang y T. C. Pagano, 2011: A review of advances in flash flood forecasting. *Hydrological Processes*, **25**, 2771-2784.
- Hengstebeck, T., K. Helmert y J. Seltmann, 2010: RadarQS - a standard quality control software for radar data at DWD Resúmenes de *The Sixth European Conference on Radar Meteorology and Hydrology*, Sibiu, Rumania, 6 pp.
- Hering, A. M., C. Morel, G. Galli, S. Sényesi, P. Ambrosetti y M. Boscacci, 2004: Nowcasting thunderstorms in the Alpine region using a radar based adaptive thresholding scheme. Resúmenes de *Third European Conference on Radar Meteorology*, Visby, Suecia, 206–211.
- Hitschfeld, W. y J. Bordan, 1954: Errors inherent in the radar measurement of rainfall at attenuating wavelengths. *Journal of Atmospheric Sciences*, **11**, 58-67.
- Janjic, Z., T. Black, M. Pyle, E. Rogers, H. Chuang y G. DiMego, 2005: High resolution applications of the WRF NMM. Resúmenes de *21st Conference on Weather Analysis and Forecasting/17th Conference on Numerical Weather Prediction*, Washington, DC, American Meteorological Society, 21 pp.
- Janjic, Z. I., 2003: A nonhydrostatic model based on a new approach. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **82**, 271-285.
- Johnson, J. T., P. L. MacKeen, A. Witt, E. D. W. Mitchell, G. J. Stumpf, M. D. Eilts y K. W. Thomas, 1998: The storm cell identification and tracking algorithm: an enhanced WSR-88D algorithm. *Weather and Forecasting*, **13**, 263-276.
- Joss, J. y A. Waldvogel, 1990: Precipitation measurements and hydrology. Resúmenes de *Battan memorial and 40th anniversary of the radar meteorology*, Boston, MA, American Meteorological Society, 577-606.
- Joss, J. y I. Zawadzki, 1997: Raindrop size distributions again? . Resúmenes de *28th Conference on Radar Meteorology*, Austin, TX, American Meteorological Society, 326-327.
- Kilambi, A. y I. Zawadzki, 2005: An evaluation of ensembles based upon MAPLE precipitation nowcasts and NWP precipitation forecasts. Resúmenes de *32nd Conference on Radar Meteorology*, Albuquerque, NM, American Meteorological Society, CD-ROM P3.R4. 3 pp.

- Knieriel, J. C., D. A. Ahijevych y K. W. Manning, 2004: Using temporal modes of rainfall to evaluate the performance of a numerical weather prediction model. *Monthly Weather Review*, **132**, 2995-3009.
- Kober, K., G. C. Craig, C. Keil y A. Dörnbrack, 2011: Blending a probabilistic nowcasting method with a high-resolution numerical weather prediction ensemble for convective precipitation forecasts. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **138**, 755-768.
- Kohavi, R., 1995: A study of cross-validation and bootstrap for accuracy estimation and model selection. Resúmenes de *14th International Joint Conference on Artificial Intelligence*, Los Altos, CA, 1137-1145.
- Kong, F., M. Xue, K. K. Droegemeier, K. Thomas, Y. Wang, J. S. Kain, S. J. Weiss, D. R. Bright y J. Du, 2008: Real-time storm-scale ensemble forecast 2008 Spring Experiment. , 12.3. . Resúmenes de *24th Conf. on Severe Local Storms*, Savannah, GA, American Meteorological Society, 9 pp.
- Kueller, V., A. Gassmann y A. Bott, 2007: Towards a new hybrid cumulus parametrization scheme for use in non-hydrostatic weather prediction models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **133**, 479-490.
- Kyznarová, H. y P. Novák, 2009: CELLTRACK — Convective cell tracking algorithm and its use for deriving life cycle characteristics. *Atmospheric Research*, **93**, 317-327.
- Laiolo, P., S. Gabellani, N. Rebora, R. Rudari, L. Ferraris, S. Ratto, H. Stevenin y M. Cauduro, 2014: Validation of the Flood-PROOFS probabilistic forecasting system. *Hydrological Processes*, **28**, 3466-3481.
- Laroche, S. y I. Zawadzki, 1994: A Variational Analysis Method for Retrieval of Three-Dimensional Wind Field from Single-Doppler Radar Data. *Journal of Atmospheric Sciences*, **51**, 2664-2682.
- , 1995: Retrievals of horizontal winds from single-doppler clear-air data by methods of cross correlation and variational analysis. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **12**, 721-738.
- Leclercq, G., G. Bastin, L. Moens, L. Delobbe, P. Dierickx y M. Thunus, 2008: Using weather radar measurements for real-time river flow forecasting. Resúmenes de *International Symposium on Weather Radar and Hydrology*, Grenoble, Francia, 4 pp.
- Lee, G. y I. Zawadzki, 2005: Variability of drop size distributions: time-scale dependence of the variability and its effects on rain estimation. *Journal of Applied Meteorology*, **44**, 241-255.
- Li, L., W. Schmid y J. Joss, 1995: Nowcasting of motion and growth of precipitation with radar over a complex orography. *Journal of Applied Meteorology*, **34**, 1286-1300.
- Li, P. W. y E. S. T. Lai, 2004: Short-range quantitative precipitation forecasting in Hong Kong. *Journal of Hydrology*, **288**, 189-209.
- Lin, C., S. Vasić, A. Kilambi, B. Turner y I. Zawadzki, 2005: Precipitation forecast skill of numerical weather prediction models and radar nowcasts. *Geophysical Research Letters*, **32**, 10-13.
- Llort, X., 2010: A study of the structure of radar rainfall and its errors. Tesis doctoral, Universidad Politècnica de Catalunya, 123 pp.
- Llort, X., R. Sánchez-Diezma, A. Rodríguez, D. Sancho, M. Berenguer y D. Sempere-Torres, 2014: FloodAlert: A Simplified Radar-Based EWS for Urban Flood Warning. Resúmenes de *11th International Conference on Hydroinformatics*, New York, USA, 8pp.

- Llort, X., R. Sánchez-Diezma, D. Sancho, M. Ferrer, O. Hernández, M. Berenguer y D. Sempere-Torres, 2012: Dam and basin management through an integrated platform. Resúmenes de *The Seventh European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology*, Toulouse, Francia.
- Majewski, D., D. Liermann, P. Prohl, B. Ritter, M. Buchhold, T. Hanisch, G. Paul, W. Wergen y J. Baumgardner, 2002: The Operational Global Icosahedral–Hexagonal Gridpoint Model GME: Description and High-Resolution Tests. *Monthly Weather Review*, **130**, 319–338.
- Mandapaka, P. V., U. Germann, L. Panziera y A. Hering, 2011: Can lagrangian extrapolation of radar fields be used for precipitation nowcasting over complex alpine orography?. *Weather and Forecasting*, **27**, 28–49.
- Marshall, J. S. y W. M. K. Palmer, 1948: The distribution of raindrops with size. *Journal of Meteorology*, **5**, 165–166.
- Mecklenburg, S., J. Joss y W. Schmid, 2000: Improving the nowcasting of precipitation in an Alpine region with an enhanced radar echo tracking algorithm. *Journal of Hydrology*, **239**, 46–68.
- Mecklenburg, S., V. A. Bell, D. S. Carrington, A. M. Cooper, R. J. Moore y C. E. Pierce, 2001: Applying COTREC-derived rainfall forecasts to the rainfall-runoff model PDM—estimating error sources. Resúmenes de *30th International Conference on Radar Meteorology*, Munich, Alemania, American Meteorological Society, 3 pp.
- Meon, G., 2006: Past and present challenges in flash flood forecasting. Resúmenes de *First International Workshop on Flash Flood Forecasting*, San José, Costa Rica, World Meteorological Organization, 2 pp.
- Mueller, C., T. Saxen, R. Roberts, J. Wilson, T. Betancourt, S. Dettling, N. Oien y J. Yee, 2003: NCAR Auto-Nowcast System. *Weather and Forecasting*, **18**, 545–561.
- Nelder, J. A. y R. Mead, 1965: A simplex method for function minimization. *The Computer Journal*, **7**, 308–313.
- Nielsen, K. P., E. Gleeson y L. Rontu, 2014: Radiation sensitivity tests of the HARMONIE 37h1 NWP model. *Geoscientific Model Development*, **7**, 1433–1449.
- Novak, P., 2007: The Czech Hydrometeorological Institute's severe storm nowcasting system. *Atmospheric Research*, **83**, 450–457.
- Oberto, E., M. Milelli y M. Giorcelli, 2010: QPF verification for 2008/2009 of several COSMO-Model versions. COSMO Newsletter No. 10, 9 pp.
- Oberto, E., M. Milelli, F. Pasi y B. Gozzini, 2012: Intercomparison of two meteorological limited area models for quantitative precipitation forecast verification. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **12**, 591–606.
- Panziera, L. y U. Germann, 2010: The relation between airflow and orographic precipitation on the southern side of the Alps as revealed by weather radar. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **136**, 222–238.
- Panziera, L., U. Germann, M. Gabella y P. V. Mandapaka, 2011: NORA–Nowcasting of Orographic Rainfall by means of Analogues. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **137**, 2106–2123.
- Pierce, C., A. Seed, S. Ballard, D. Simonin y P.-W. Li, 2012: Nowcasting. En *Doppler Radar Observations - Weather Radar, Wind Profiler, Ionospheric Radar, and Other Advanced Applications*, Editores: J. Bech y J. L. Chau, 97–143.
- Pierce, C. E., P. J. Hardaker, C. G. Collier y C. M. Haggett, 2000: GANDOLF: a system for generating automated nowcasts of convective precipitation. *Meteorological Applications*, **7**, 341–360.

- Pierce, C. E., N. E. Bowler, A. W. Seed, A. Jones, D. Jones y R. Moore, 2005: Use of a stochastic precipitation nowcast scheme for fluvial flood forecasting and warning. *Atmospheric Science Letters*, **6**, 78-83.
- Pierce, C. E., E. E. Ebert, A. W. Seed, M. Sleigh, C. G. Collier, N. I. Fox, N. Donaldson, J. W. Wilson, R. Roberts y C. K. Mueller, 2004: The nowcasting of precipitation during Sydney 2000: an appraisal of the QPF algorithms. *Weather and Forecasting*, **19**, 7-21.
- Pinto, J., W. Dupree, S. Weygandt, M. Wolfson y S. Benjamin, 2010: Advances in the consolidated storm prediction for aviation (CoSPA). Resúmenes de *14th Conference on Aviation, Range and Aerospace Meteorology*, Atlanta, GA, American Meteorological Society, 10 pp.
- Pinto, J., C. Mueller, S. Weygandt, D. Ahijevych, N. Rehak y D. Megenhardt, 2006: Fusion observation- and model-based probability forecasts for the short term prediction of convection. Resúmenes de *12th Conference on Aviation, Range, and Aerospace Meteorology*, Atlanta, GA, American Meteorological Society, 5 pp.
- Quintero, F., 2011: Estudio de la incertidumbre asociada a la simulación hidrológica. Tesis doctoral, Universidad Politécnica de Cataluña, 120 pp.
- Radhakrishna, B., I. Zawadzki y F. Fabry, 2012: Predictability of Precipitation from Continental Radar Images. Part V: Growth and Decay. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **69**, 3336-3349.
- Raynaud, D., J. Thielen, P. Salamon, P. Burek, S. Anquetin y L. Alfieri, 2015: A dynamic runoff co-efficient to improve flash flood early warning in Europe: evaluation on the 2013 central European floods in Germany. *Meteorological Applications*, **22**, 410-418.
- Refaeilzadeh, P., L. Tang y H. Liu, 2009: Cross validation. En *Encyclopedia of Database Systems*, Editores: M. T. Özsu y L. Liu, Springer, 532-538.
- Reyniers, M., 2008: Quantitative precipitation forecasts based on radar observations: principles, algorithms and operational systems. Publication scientifique et technique 52, Royal Meteorological Institute of Belgium: Brussels, 62 pp.
- Rinehart, L. E. y E. T. Garvey, 1978: Three-dimensional storm motion detection by conventional weather radar. *Nature*, **273**, 287-289.
- Rinehart, R. E., 1997: *Radar for meteorologists*. Rinehart Publications, 428 pp.
- Roca-Sancho, J., 2013: Tractament de la incertesa en estimació i previsió de pluja amb radars meteorològics. Tesis doctoral, Universidad Politécnica de Cataluña, 121 pp.
- Roca-Sancho, J., M. Berenguer, I. Zawadzki y D. Sempere-Torres, 2009: Characterization of the error structure of precipitation nowcasting. Resúmenes de *34th Conference on Radar Meteorology*, Williamsburg, VA, American Meteorological Society, 5pp.
- Sanchez-Diezma, R., T. Gerz, M. Hagen, C. Foster, F. Keis, Á. Rodríguez, O. Hernández y S. Park, 2012: MEDUSA, a Meteorological Decision Support System for Aviation Resúmenes de *The Seventh European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology*, Toulouse, Francia.
- Sánchez-Diezma, R., 2001: Optimización de la medida de lluvia por radar meteorológico para su aplicación hidrológica. Tesis doctoral, Universidad Politécnica de Cataluña, 330 pp.
- Sánchez-Diezma, R., D. Sempere-Torres, C. Corral y M. Berenguer, 2004: Desarrollos avanzados para la medida de la lluvia por radar. Resúmenes de *II Jornadas sobre los sistemas de ayuda a la decisión ante problemas hidráulicos e hidrológicos en tiempo real*, Madrid, España, 17 pp.

- Sánchez-Diezma, R., O. Hernández, D. Lopez, L. Ballester, R. Guzsich y D. Sunyes, 2008: Flash food forecast and warning system based en radar nowcasting and hydraulic models. Resúmenes de *Fifth European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology*, Helsinki, Finlandia.
- Schmid, W., 2000: Nowcasting winter precipitation with radar. Resúmenes de *10th International Road Weather Conference*, Davos, Suiza, Swiss Federal Roads Office, 17-24.
- Schmid, W., S. Mecklenburg y J. Joss, 2000: Short-term risk forecasts of severe weather. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, **25**, 1335-1338.
- —, 2002: Short-term risk forecasts of heavy rainfall. *Water Science and Technology*, **45**, 121-125.
- Seed, A. W., 2003: A Dynamic and spatial scaling approach to advection forecasting. *Journal of Applied Meteorology*, **42**, 381-388.
- Seguin, W. R., J. E. Gaynor y R. Gall, 2003: The U.S. weather research program and its contributions to understanding the variability of water in weather. Resúmenes de *Joint Session 7, U. S. Global Change Research Program water cycle initiative (Joint with the Symposium on Observing and Understanding the Variability of Water in Weather and Climate and the 14th Symposium on Global Change and Climate Variation and the 17th Conference on Hydrology)*, Long Beach, CA, 5 pp.
- Sela, J. G., 1980: Spectral modeling at the national meteorological center. *Monthly Weather Review*, **108**, 1279-1292.
- —, 1982: The NMC spectral model. NOAA Technical Report NWS-30, 36 pp.
- Selmann, J. E. E., 2000: Clutter versus radar winds. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, **25**, 1173-1178.
- Selmann, J. E. E. y J. Riedl, 1999: Improved clutter treatment within the German Radar Network: First results. COST-75 Advanced Weather Radar Systems, 267-279 pp.
- Sempere-Torres, D., J. M. Porrà y J.-D. Creutin, 1994: A general formulation for raindrop size distribution. *Journal of Applied Meteorology*, **33**, 1494-1502.
- Sempere-Torres, D., M. Berenguer y C. Corral, 2005: Improvements on flow forecasting using precipitation nowcasting based in radar advection techniques: assessment of predictability and uncertainty propagation. Resúmenes de *32nd Conference on Radar Meteorology*, Albuquerque, NM, American Meteorological Society, CD-ROM 13R.11. 12 pp.
- Sempere-Torres, D., R. Sánchez-Diezma, I. Zawadzki y J. D. Creutin, 1999: DSD identification following a pre-classification of rainfall type from radar analysis. Preprints. Resúmenes de *29th International Conference On Radar Meteorology*, Montreal, Canada, American Meteorological Society, 632-635.
- —, 2000: Identification of stratiform and convective areas using radar data with application to the improvement of DSD analysis and Z-R relations. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, **25**, 985-990.
- Sharif, H. O., D. Yates, R. Roberts y C. Mueller, 2006: The Use of an Automated Nowcasting System to Forecast Flash Floods in an Urban Watershed. *Journal of Hydrometeorology*, **7**, 190-202.
- Siggia, A. D. y R. E. Passarelli, 2004: Gaussian model adaptive processing (GMAP) for improved ground clutter cancellation and moment calculation. Resúmenes de *Third European Conference on Radar Meteorology*, Visby, Suecia, 67-73.
- Skamarock, W. C. y D. Dempsey, 2005: High-resolution winter-season NWP: Preliminary evaluation of the WRF ARW and NMM cores in the DWFE forecast

- experiment. Resúmenes de *21st Conference on Weather Analysis and Forecasting/17th Conference on Numerical Weather Prediction*, Washington D.C., American Meteorological Society.
- Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, W. Wang y J. G. Powers, 2005: A Description of the Advanced Research WRF Version 2. NCAR Technical note, 100 pp.
- Smith, K. T. y G. L. Austin, 2000: Nowcasting precipitation - a proposal for a way forward. *Journal of Hydrology*, **239**, 34-45.
- Steppeler, J., G. Doms, U. Schättler, H. W. Bitzer, A. Gassmann, U. Damrath y G. Gregoric, 2003: Meso-gamma scale forecasts using the nonhydrostatic model LM. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **82**, 75-96.
- Stewart, B., 2007: Flash Flood Guidance System (FFGS). Informe técnico, World Meteorological Organization, 12 pp.
- Sun, J., S. B. Trier, Q. Xiao, M. L. Weisman, H. Wang, Z. Ying, M. Xu y Y. Zhang, 2012: Sensitivity of 0–12-h Warm-Season Precipitation Forecasts over the Central United States to Model Initialization. *Weather and Forecasting*, **27**, 832-855.
- Sun, J., M. Xue, J. W. Wilson, I. Zawadzki, S. P. Ballard, J. Onvlee-Hooimeyer, P. Joe, D. M. Barker, P.-W. Li, B. Golding, M. Xu y J. Pinto, 2013: Use of NWP for Nowcasting Convective Precipitation: Recent Progress and Challenges. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **95**, 409-426.
- Surcel, M., M. Berenguer y I. Zawadzki, 2010: The diurnal cycle of precipitation from continental radar mosaics and numerical weather prediction models. Part I: methodology and seasonal comparison. *Monthly Weather Review*, **138**, 3084-3106.
- Thielen, J., J. Bartholmes, M. H. Ramos y A. de Roo, 2009: The European Flood Alert System - Part 1: Concept and development. *Hydrology and Earth System Sciences*, **13**, 125-140.
- Tsonis, A. A. y G. L. Austin, 1981: An evaluation of extrapolation techniques for the short-term prediction of rain amounts. *Atmosphere-Ocean*, **19**, 54-65.
- Turner, B., I. Zawadzki y U. Germann, 2004: Predictability of precipitation from continental radar images. Part III: operational nowcasting implementation (MAPLE). *Journal of Applied Meteorology*, **43**, 231-248.
- Tuttle, J. D. y G. B. Foote, 1990: Determination of the boundary layer airflow from a single doppler radar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **7**, 218-232.
- Van Horne, M. P., E. R. Vivoni, D. Entekhabi, R. N. Hoffman y C. Grassotti, 2006: Evaluating the effects of image filtering in short-term radar rainfall forecasting for hydrological applications. *Meteorological Applications*, **13**, 289-303.
- Vasić, S., C. A. Lin, I. Zawadzki, O. Bousquet y D. Chaumont, 2007: Evaluation of Precipitation from Numerical Weather Prediction Models and Satellites Using Values Retrieved from Radars. *Monthly Weather Review*, **135**, 3750-3766.
- Velasco-Forero, C., 2009: Optimal estimation of rainfall fields for hidrological purposes in real time. Tesis doctoral, Universidad Politécnica de Cataluña, 142 pp.
- Versini, P. A., M. Berenguer, C. Corral y D. Sempere-Torres, 2014: An operational flood warning system for poorly gauged basins: demonstration in the Guadalhorce basin (Spain). *Nat Hazards*, **71**, 1355-1378.
- Viviroli, D., M. Zappa, J. Gurtz y R. Weingartner, 2009: An introduction to the hydrological modelling system PREVAH and its pre- and post-processing-tools. *Environmental Modelling & Software*, **24**, 1209-1222.

- Vivoni, E. R., D. Entekhabi, R. L. Bras, V. Y. Ivanov, M. P. Van Horne, C. Grassotti y R. N. Hoffman, 2006: Extending the Predictability of Hydrometeorological Flood Events Using Radar Rainfall Nowcasting. *Journal of Hydrometeorology*, **7**, 660-677.
- Vulpiani, G., P. Tabary, J. Parent du Chatelet y F. S. Marzano, 2008: Comparison of Advanced Radar Polarimetric Techniques for Operational Attenuation Correction at C Band. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **25**, 1118-1135.
- Weigl, E., T. Reich, Peter Lang, A. Wagner, O. Kohler y N. Gerlach, 2004: Projekt RADOLAN Routineverfahren zur Online-Aneichung der Radarniederschlagsdaten mit Hilfe von automatischen Bodenniederschlagsstationen (Ombrometer). Reporte técnico, Deutscher Wetterdienst, Abteilung Hydrometeorologie, 111 pp.
- Werner, M. y M. Cranston, 2009: Understanding the Value of Radar Rainfall Nowcasts in Flood Forecasting and Warning in Flashy Catchments. *Meteorological Applications*, **16**, 41-55.
- Wilson, J. W. y E. A. Brandes, 1979: Radar measurement of rainfall - a summary. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **60**, 1048-1060.
- Wilson, J. W., N. A. Crook, C. K. Mueller, J. Sun y M. Dixon, 1998: Nowcasting thunderstorms: a status report. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **79**, 2079-2100.
- Wolfson, M. M. y D. Clark, 2006: Advanced aviation weather forecasts. *Lincoln Laboratory Journal*, **16**, 31-58.
- Wong, W. K., L. Yeung, Y. C. Wang y M. Chen, 2009: Towards the blending of NWP with nowcast - operation experience in B08FDP. Resúmenes de *World Weather Research Program Symposium on Nowcasting*, Whistler, Canada, 14 pp.
- Xue, M., F. Kong, K. Thomas, J. Gao, Y. Wang, K. Brewster, K. Droegeemeier, J. S. Kain, S. J. Weiss, D. Bright, M. C. Coniglio y J. Du, 2008: CAPS realtime storm-scale ensemble and high-resolution forecasts as part of the NOAA Hazardous Weather Testbed 2008 Spring Experiment. Resúmenes de *24th Conf. on Severe Local Storms*, Savannah, GA, American Meteorological Society.
- Yeung, L., W. K. Wong, P. Chan y E. Lai, 2009: Applications of the Hong Kong Observatory nowcasting system Swirls-2 in support of the 2008 Beijing olympic games. Resúmenes de *World Weather Research Program Symposium on Nowcasting*, Whistler, Canada, 9 pp.
- Zawadzki, I., 1984: Factors affecting the precision of radar measurement of rain. Resúmenes de *22th Conference on Radar Meteorology*, Zurich, Suiza, 251-256.
- Zinner, T., H. Mannstein y A. Tafferner, 2008: Cb-TRAM: Tracking and monitoring severe convection from onset over rapid development to mature phase using multi-channel Meteosat-8 SEVIRI data. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **101**, 191-210.

